

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA PROVÍNCIA MINERAL DE ALTA FLORESTA



ILHA 24 DE MAIO

Escala: 1:250 000

ORGANIZADO POR
Antônio Augusto Soares Frasca
Felicíssimo Rosa Borges



MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL
PROJETO PROVÍNCIA MINERAL DE ALTA FLORESTA

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA ILHA 24 DE MAIO FOLHA SC.21-Z-A

Estado de Mato Grosso

*Organizado por
Antônio Augusto Soares Frasca
Felicíssimo Rosa Borges*

BRASÍLIA 2005

GEOLOGIA E RECURSOS
MINERAIS DA FOLHA
ILHA 24 DE MAIO

FOLHA SC.21-Z-A

Escala 1:250.000

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

<i>Ministro de Estado</i>	Silas Rondeau Cavalcante Silva
<i>Secretário Executivo</i>	Nelson Hubner
<i>Secretário de Geologia, Mineração e Transformação Mineral</i>	Cláudio Scliar

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

<i>Diretor-Presidente</i>	Agamenon Sergio Lucas Dantas
<i>Diretor de Geologia e Recursos Minerais</i>	Manoel Barretto da Rocha Neto
<i>Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial</i>	José Ribeiro Mendes
<i>Diretor de Administração e Finanças</i>	Alvaro Rogério Alencar Silva
<i>Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento</i>	Fernando Pereira de Carvalho
<i>Chefe do Departamento de Geologia</i>	Carlos Schobbenhaus Filho

SUPERINTENDÊNCIAS REGIONAIS

<i>Superintendente de Belém</i>	Manfredo Ximenes Ponte
<i>Superintendente de Belo Horizonte</i>	Hélio Pereira
<i>Superintendente de Goiânia</i>	Maria Abadia Camargo
<i>Superintendente de Manaus</i>	Daniel Borges Nava
<i>Superintendente de Porto Alegre</i>	Irineu Capeletti
<i>Superintendente de Recife</i>	José Wilson de Castro Temóteo
<i>Superintendente de Salvador</i>	Ivanaldo Vieira Gomes da Costa
<i>Superintendente de São Paulo</i>	José Carlos Garcia Ferreira
<i>Chefe da Residência de Fortaleza</i>	Darlan Silveira Maciel
<i>Chefe da Residência de Porto Velho</i>	Helena da Costa Bezerra
<i>Chefe da Residência de Teresina</i>	Francisco Batista Teixeira

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL
PROJETO PROVÍNCIA MINERAL DE ALTA FLORESTA

COORDENAÇÃO NACIONAL

Carlos Schobbenhaus Filho
Inácio de Medeiros Delgado

COORDENAÇÃO E SUPERVISÃO TÉCNICA

Cartografia Geológica Joffre Valmório de Lacerda Filho
Geologia Estrutural Reginaldo Alves dos Santos
Geofísica Murilo Machado Pinheiro
Geoquímica Eric Santos Araújo e
Renato Sales de Andrade
Metalogenia Inácio de Medeiros Delgado e
Franciscus Jacobus Baars
Geocronologia Márcio Martins Pimentel
Petrografia Maria Abadia Camargo
Sensoriamento Remoto Cidney Rodrigues Valente

EQUIPE EXECUTORA

Superintendência Regional de Goiânia

Coordenação e Supervisão Regional Joffre Valmório de Lacerda Filho
Chefia do Projeto João Olímpio Souza

Equipe Executora Antônio Augusto Soares Frasca
Felicíssimo Rosa Borges
José Domingos Alves Baêta Jr.
Hélio de Oliveira Godoi

Cartografia Digital Pedro Ricardo Soares Bispo
Claudionor Francisco da Silva
Valdivino Patrocínio da Silva
Renivan Bartolomeu Rodrigues

Apoio de Secretaria Nair Dias
Gessy Cristina Gomes Silva Brenner

Colaboradores Emílio Lenine C. Catunda da Cruz
João Orestes Schneider Santos
Roberto Gusmão de Oliveira
Ruy Benedito Calliari Bahia

Consultores Augusto José Pedreira
Nilson Francisquini Botelho (UnB)
Wilson Wildner

CRÉDITOS DE AUTORIA DO TEXTO

Capítulo 1	Antônio A. Soares Frasca Felicíssimo R. Borges	2.2.7, 2.2.8 e 2.2.9	Antônio A. Soares Frasca
		2.2.10	Antônio A. Soares Frasca Pedro Sérgio E. Ribeiro Paulo F. Villas Boas
Capítulo 2		2.2.11, 2.2.12 e 2.2.13	Antônio A. Soares Frasca Felicíssimo R. Borges
2.1, 2.1.1 e 2.2	Antônio A. Soares Frasca	2.2.14	João Olímpio Souza
2.2.1	Antônio A. Soares Frasca Cipriano C. de Oliveira Pedro Sérgio E. Ribeiro	2.2.15 e 2.2.16	Antônio A. Soares Frasca
2.2.2, 2.2.3 e 2.2.4	Antônio A. Soares Frasca Cipriano C. de Oliveira Felicíssimo R. Borges	Capítulo 3	Antônio A. Soares Frasca
2.2.5	Antônio A. Soares Frasca	Capítulo 4	Antônio A. Soares Frasca
2.2.6	Antônio A. Soares Frasca Pedro Sérgio E. Ribeiro	Capítulo 5	Antônio A. Soares Frasca

Revisão Final
Divisão de Geologia Básica – DIGEOB
Departamento de Geologia – DEGEO

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL PROJETO PROVÍNCIA MINERAL DE ALTA FLORESTA (PROJETO ALTA FLORESTA)

Executado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil
Superintendência Regional de Goiânia

Coordenação Editorial a cargo da
Departamento de Apoio Técnico – DEPAT
Divisão de Cartografia – DICART
Divisão de Editoração Geral – DIEDIG

F841

Frasca, Antônio Augusto Soares.

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Geologia e recursos minerais da Folha Ilha 24 de Maio – Folha SC.21-Z-A. Estado de Mato Grosso. Escala 1:250.000 / Organizado [por] Antônio Augusto Soares Frasca [e] Felicíssimo Rosa Borges. – Brasília : CPRM-Serviço Geológico do Brasil/DEPAT/DICART/DIEDIG, 2004.

1CD-Rom

Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN - Alta Floresta)
Executado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Superintendência Regional de Goiânia.

1. Geologia Econômica – Mato Grosso. 2. Economia Mineral – Mato Grosso. 3. Mapeamento Geológico – Mato Grosso. 4. Geomorfologia. 5. Metalogenia. I. CPRM - Serviço Geológico do Brasil. II. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN - Alta Floresta). III. Borges, Felicíssimo Rosa (Org.). IV. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN - Alta Floresta). V. Título. VI. Título: Geologia e recursos minerais da Folha Ilha 24 de Maio.

CDD 558.172

SUMÁRIO

RESUMO	viii
ABSTRACT	x
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Histórico	1
1.2 Localização e Acesso	2
1.3 Método de Trabalho	3
1.4 Aspectos Socioeconômicos	3
1.5 Aspectos Fisiográficos	3
2 GEOLOGIA	9
2.1 Contexto Geológico Regional	9
2.1.1 Síntese Geológica	12
2.2 Estratigrafia	14
2.2.1 Complexo Bacaeri-Mogno (PPbm)	14
2.2.2 Suíte Intrusiva Juruena (PP γ j)	24
2.2.3 Suíte Intrusiva Paranaíta (PP γ p)	28
2.2.4 Suíte Colíder (PP α c)	33
2.2.5 Granito Nhandu (PP γ n)	36
2.2.6 Complexo Nova Monte Verde (PPmv)	43
2.2.7 Suíte Vitória (PP γ v)	45
2.2.8 Granito São Pedro (PP γ sp)	50
2.2.9 Granito São Romão (PP γ sr)	57
2.2.10 Granito Apiacás (PP γ a)	62
2.2.11 Grupo São Marcelo-Cabeça (PPmc)	65
2.2.12 Suíte Nova Canaã (PP γ nc ₁ a PP γ nc ₄)	73
2.2.13 Diques e Sills Básicos	80
2.2.14 Grupo Caiabis - Formação Dardanelos (MPd ₁ a MPd ₄)	80
2.2.15 Coberturas Cenozóica (NQI)	83
2.2.16 Depósitos Aluvionares (Q _{2a})	83

3 GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA	85
3.1 Introdução	85
3.2 Análise e Interpretação Estrutural	86
3.2.1 Domínio Dúctil I – Regimes Contracional e Contracional Oblíquo	89
3.2.2 Domínio Dúctil II e Dúctil-Rúptil - Regimes Contracional, Transcorrente e Transcorrente Confinado	90
3.2.3 Domínio Rúptil-Dúctil e Rúptil	93
3.3 Evolução Tectônica e Geológica	95
4 RECURSOS MINERAIS E METALOGENIA	100
4.1 Introdução	100
4.2 Ouro	101
4.2.1 Mineralização Secundária	101
4.2.2 Mineralização Primária	103
4.2.2.1 Mineralizações do Grupo São Marcelo-Cabeça	103
4.2.2.2 Mineralizações da Suíte Nova Canaã	108
4.3 Zonas Anômalas para Fe-Cr-Ni-Co-Cu-V, Ba-Sr-Li-Mn, Al-Ga e La-As-Y-Pb	110
4.4 Material para Construção Civil e Ind	114
5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	115
BIBLIOGRAFIA	118

SÚMULA DOS DADOS FÍSICOS DE PRODUÇÃO

ANEXOS

- Mapa de Estações Geológicas (escala 1:250.000)
- Mapa Geológico (escala 1:250.000)

RESUMO

A Folha Ilha 24 de Maio (SC.21-Z-A), faz parte do Projeto Alta Floresta, desenvolvido pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil – Superintendência Regional de Goiânia dentro do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.

Foram realizados cerca de 3.800km de perfis geológicos ao longo de estradas, rios e trilhas, estudados 385 afloramentos, descritas 297 lâminas petrográficas de 208 afloramentos, efetuadas 34 análises litoquímicas e 3 determinações geocronológicas U/Pb.

Acompanha este estudo o levantamento geoquímico regional com 196 amostras de sedimento de corrente e 173 amostras de concentrado de bateia além de um levantamento gravimétrico ao longo da rodovia MT-225, com cerca de 100km de extensão, feito em convênio com o Observatório Nacional.

Foram cartografadas dez unidades litoestratigráficas relacionadas a dois terrenos. O primeiro dividido em dois domínios: plutovulcânicos e metamórficos de médio a alto grau, em parte acresionários. O segundo terreno caracterizado como um domínio metavulcano-sedimentar associado a granitos peraluminosos mais jovens.

As unidades plutovulcânicas são caracterizadas por suítes graníticas a monzoníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias, de afinidade calcioalcalina a shoshonítica, de médio a alto-K, metaluminosas a peraluminosas, representadas pelas Suítes Jurueña, Paranaíta e Colíder e pelo Granito Nhandu, com

idades U-Pb entre 1,85 a 1,78 Ga, intrusivas e extrusivas em um embasamento granito-gnáissico mais antigo de idade U-Pb 1,99 a 2,0 Ga, não cartografado nesta folha.

As unidades de médio a alto grau metamórfico são delimitadas das unidades plutovulcânicas por expressiva descontinuidade crustal, confirmada através de perfis gravimétricos de detalhe. São representadas pelos complexos Bacaeri-Mogno e Nova Monte Verde, caracterizados por rochas supracrustais, (para e ortoderivadas) com componentes básicos do tipo MORB (2,3 Ga, Sm-Nd), granulitizadas, associadas a gnaisses, migmatitos e granitos de natureza calcioalcalina alto-K, sin a pós-colisionais, peraluminosos a metaluminosos, de idade U-Pb de 1,78 a 1,77Ga (Suíte Vitória, granitos São Pedro, São Romão e Apiacás).

Na porção sul da área ocorre unidade metavulcano-sedimentar, constituída por uma grande diversidade litológica, desde rochas metassedimentares químicas a rudáceas, intercaladas em vulcânicas ácidas, metamorfizadas no médio a baixo grau (Grupo São Marcelo-Cabeça) e intrudidas por granitos meso-epizonais calcioalcalinos alto-K, peraluminosos (Suíte Nova Canaã) de idade U-Pb 1.743 Ma, detentores de expressivos jazimentos auríferos.

Estas unidades são interpretadas como fazendo parte de um arco magmático paleoproterozóico (1,85 a 1,75 Ga U-Pb) denominado Arco Magmático Jurueña.

Sobre o arco magmático, balizada por feições estruturais do embasamento e condicionada por megazonas de cisalhamentos transcorrentes, instalou-se uma bacia sedimentar mesoproterozóica, representada pela Formação Dardanelos, e finalmente os depósitos das coberturas terció-quaternárias e aluviões recentes.

Os depósitos auríferos são principalmente do tipo veios de quartzo com ouro controlado por um megassistema de cisalhamento transcorrente si-

nistral dúctil e rúptil-dúctil de direção NNW/ESE, formado por uma compressão principal N50°E.

Associam-se às falhas processos hidrotermais ricos em filossilicatos (muscovita, sericita e clorita), acompanhados de quartzo, epidoto, sulfetos e óxido de ferro.

As principais unidades hospedeiras destes depósitos são a Suíte Paranaíta, o Granito Nhandu, o Grupo São Marcelo-Cabeça e a Suíte Nova Canaã, possuindo as duas últimas unidades garimpos em atividade.

1

INTRODUÇÃO

1.1 Histórico

O Projeto Província Mineral de Alta Floresta, PROMIN Alta Floresta, insere-se no Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM - Serviço Geológico do Brasil.

Visa atender a demanda de informações geológicas dessa importante região da Amazônia, que apesar da expressiva produção aurífera na década de 90, cerca de 125 toneladas de ouro, é carente de informações que proporcionem conhecimentos sobre os controles geológicos e metalogenéticos dos principais depósitos de ouro primário.

Contempla o mapeamento geológico de uma área de 72.000 km² compreendendo as folhas Vila Guarita (SC.21-Z-B), Ilha 24 de Maio (SC.21-Z-A), Alta Floresta (SC.21-X-C) e Rio São João da Barra (SC.2-V-D) acompanhado de levantamento geoquímico, geofísico e detalhamento das principais áreas mineralizadas.

Os trabalhos de campo da Folha Ilha 24 de Maio foram realizados com a participação dos geólogos Hélios de Oliveira Godoi e José Domingos Alves Baêta Júnior, sendo substituídos pelos geólogos Antônio Augusto Soares Frasca (outubro de 2000) e

Felicíssimo Rosa Borges, (abril de 2001) que deram prosseguimento aos trabalhos de campo e escritório.

Em dezembro de 2001 com a saída do geólogo Felicíssimo Rosa Borges o geólogo Antônio Augusto Soares Frasca ficou responsável pela preparação do mapa geológico, elaboração e organização deste relatório.

Os trabalhos de campo, cartografia e textos referentes às bacias sedimentares do projeto ficaram sob a responsabilidade do geólogo João Olímpio Souza.

A supervisão técnica do projeto esteve a cargo dos geólogos Joffre Valmório de Lacerda Filho e João Olímpio Souza.

Estudos petrográficos foram realizados pela geóloga Maria Abadia Camargo, com intuito de aprimorar a caracterização das unidades geológicas da folha. As interpretações de imagens de satélite, informações aerogeofísicas e os resultados das análises geoquímicas foram efetivadas, pelos geólogos Sidney Rodrigues Valente, Murilo Machado Pinheiro e Eric Santos Araújo, respectivamente.

Paralelamente aos serviços de mapeamento geológico foram realizados estudos específicos em áreas com jazimentos de ouro primário, conduzidos pelos geólogos Reginaldo Alves dos Santos (DIGEOB)

auxiliado pelo geólogo Emílio L. C. C. da Cruz (DEREM) no estudo de alterações hidrotermais, e os seguintes geólogos ainda participaram como consultores ou coordenadores: Augusto José Pedreira (Rochas Sedimentares); Márcio Martins Pimentel (Geocronologia); Wilson Wildner (Rochas Vulcânicas); Nilson Francisquini Botelho (UnB - Rochas Graníticas e Petroquímica); Reginaldo Alves dos Santos (Geologia Estrutural); Franciscus Jacobus Baars e Inácio de Medeiros Delgado (Metalogenia).

1.2 Localização e Acesso

A Folha Ilha 24 de Maio localiza-se no centro-norte do Estado de Mato Grosso. Está compreendida entre os paralelos 10°00' e 11°00' de latitude sul e os meridianos 55°30' e 57°00' de longitude a oeste de

Greenwich, abrangendo uma área de aproximadamente 18.000 km², (figura 1.1).

Engloba a sede do município de Nova Canaã do Norte e parte dos municípios de Alta Floresta, Carlinda, Colíder, Itaúba, Juara, Nova Monte Verde e Tabaporã.

O acesso à área, a partir de Cuiabá é feito através de vias terrestre e aérea. Por via asfaltada é feita pela BR-163 até Nova Santa Helena, e depois pela rodovia MT-320 até Colíder, próximo ao limite leste da área. O acesso à área interna da folha é todo feito a partir de estradas secundárias de terra batida, algumas transitáveis o ano todo, ou através dos rios Teles Pires, Paranaíta, Apiacás e Tapaiúna, navegáveis apenas em barcos de pequeno calado.

Aeronaves comerciais, para 30 passageiros, aviões menores, com vôos regulares respondem pela comunicação aérea a partir de Cuiabá até Alta

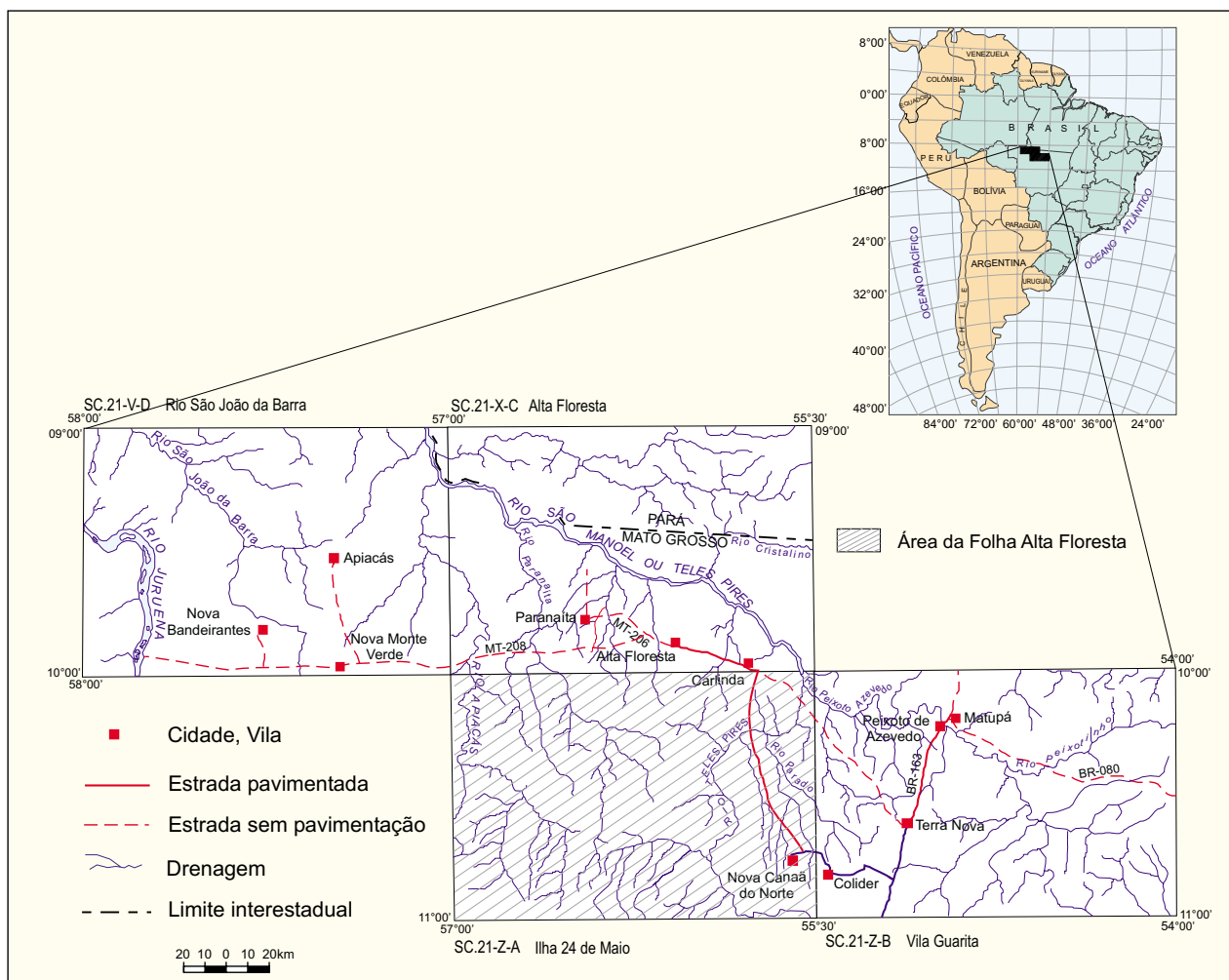


Figura 1.1 – Localização da Folha Ilha 24 de Maio na área do projeto.

Floresta. Existem campos de pouso nas demais cidades e nas principais fazendas.

1.3 Método de Trabalho

O método de trabalho empregado constou genericamente de três fases fundamentais. A primeira delas, denominada pré-campo, envolveu as seguintes etapas: planejamento, aquisição de documentação técnica, compilação bibliográfica, interpretação de sensores remotos, elaboração de mapas preliminares, integrando dados geológicos, geoquímicos, geofísicos, geocronológicos, de cadastramento mineral e, finalmente, elaboração da programação da primeira etapa de campo, (figura 1.2).

A segunda etapa envolveu as operações de campo. Para tal, utilizou-se, basicamente, do acesso propiciado pelos rios e estradas existentes no âmbito da folha, com o objetivo de se realizar seções geológicas contínuas que permitissem um melhor entendimento do quadro geológico da área. Adicionalmente, estudos mais detalhados foram efetuados nas frentes de lavras garimpeiras, locais onde, as boas exposições rochosas otimizaram as observações para o entendimento do contexto geológico-metalogenético. Sempre, ao final de cada etapa de campo, foram selecionadas e encaminhadas amostras para as análises petrográficas e químicas.

A terceira etapa consistiu nas atividades pós-campo e envolveu, fundamentalmente, a integração dos dados de campo, interpretações temáticas em função dos resultados analíticos disponíveis e a elaboração, digitação e digitalização, revisão e compatibilização de textos e mapas finais.

1.4 Aspectos Socioeconômicos

A área do projeto abrange uma população de cerca de 140.000 habitantes, segundo o censo demográfico realizado pelo IBGE em 2000. Destes, 68% na zona urbana e 22% na zona rural.

As sedes municipais são servidas por estabelecimentos de ensino pré-escolar, de ensino fundamental e de ensino médio, enquanto que zonas rurais possuem escolas primárias e centro de estudos agrícolas, apresentando uma situação satisfatória.

O setor de saúde é servido por hospitais, principalmente em Alta Floresta com 5 estabelecimentos, tendo também postos de saúde e unidades ambulatoriais.

A infra-estrutura é mantida pela SANEMAT, na distribuição e abastecimento de água, saneamento básico. A energia elétrica é fornecida pela CEMAT. Os sistemas de comunicação são amplos e diversos, prestados por serviços de telefonia a cabo e celular, agências de correios e telégrafos, INTERNET, canais de televisão e rádio.

Os municípios da região contam com rede bancária e comércio diversificado, com sua principal atividade econômica centrada na pecuária extensiva de bovinos para corte. Próximo aos centros urbanos desenvolve-se uma incipiente pecuária leiteira. Outras atividades econômicas são a extração mineral (ouro, pedra para brita, argila para cerâmica vermelha, areia e saibro para construção civil), sendo que a atividade mineira aurífera foi muito expressiva nos anos 90 e está hoje em franco declínio. Possui uma grande extração de madeira e pequena agricultura, sobretudo de chá da índia, milho, arroz, feijão, algodão, cacau, café, guaraná e banana.

1.5 Aspectos Fisiográficos

Um panorama da Folha Ilha 24 de Maio pode ser visto na imagem de satélite LANDSAT TM5, com áreas de selva amazônica preservadas no extremo-sul e a noroeste, correspondente às áreas da Bacia do Caiabis e ao longo do Rio Apiacás. Exibe também, grandes regiões de desmatamento ocupadas para plantio e formação de pastos localizados principalmente a sudeste e leste, nas proximidades de Nova Canaã do Norte e Colíder e a sul das sedes municipais de Alta Floresta e Carlinda, (figura 1.3).

Zonas garimpeiras com aluviões entulhados por sedimentos são observadas no centro da área, nas localidades dos garimpos do Cabeça, do Padeiro e na confluência dos rios Teles Pires e Peixoto de Azevedo.

O clima desta região é o tipo dominante na Amazônia, quente e úmido. Anualmente, é envolvida por duas estações bem definidas, uma chuvosa, de outubro a abril, e outra relativamente seca, nos demais meses do ano. Nessas estações ocorrem variações de temperatura entre 17°C e 38°C, mantendo uma média anual em torno de 28°C.

PROJETO PROMIN - ALTA FLORESTA

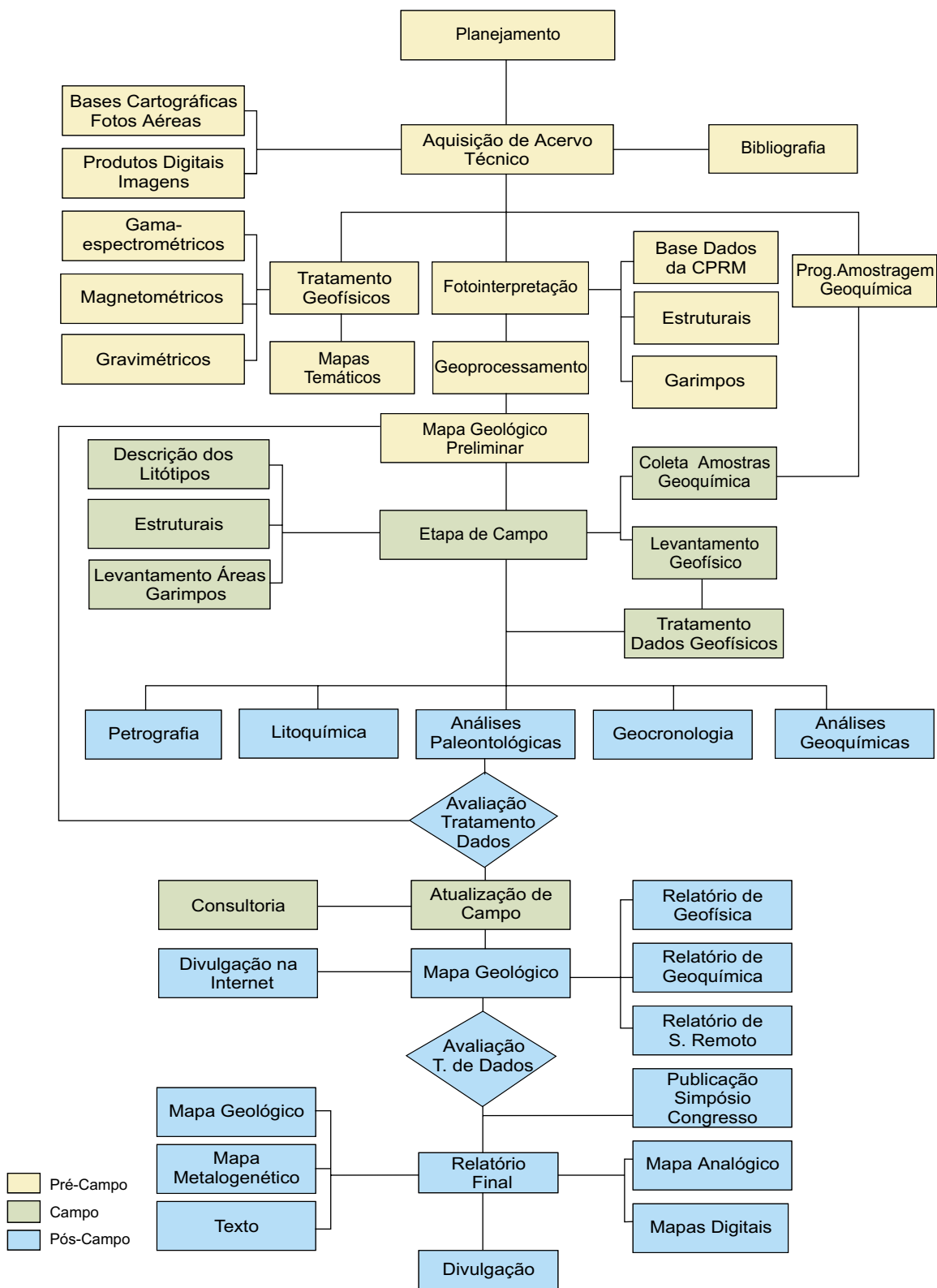


Figura 1.2 – Fluxograma de métodos de trabalho do Projeto PROMIN Alta Floresta.

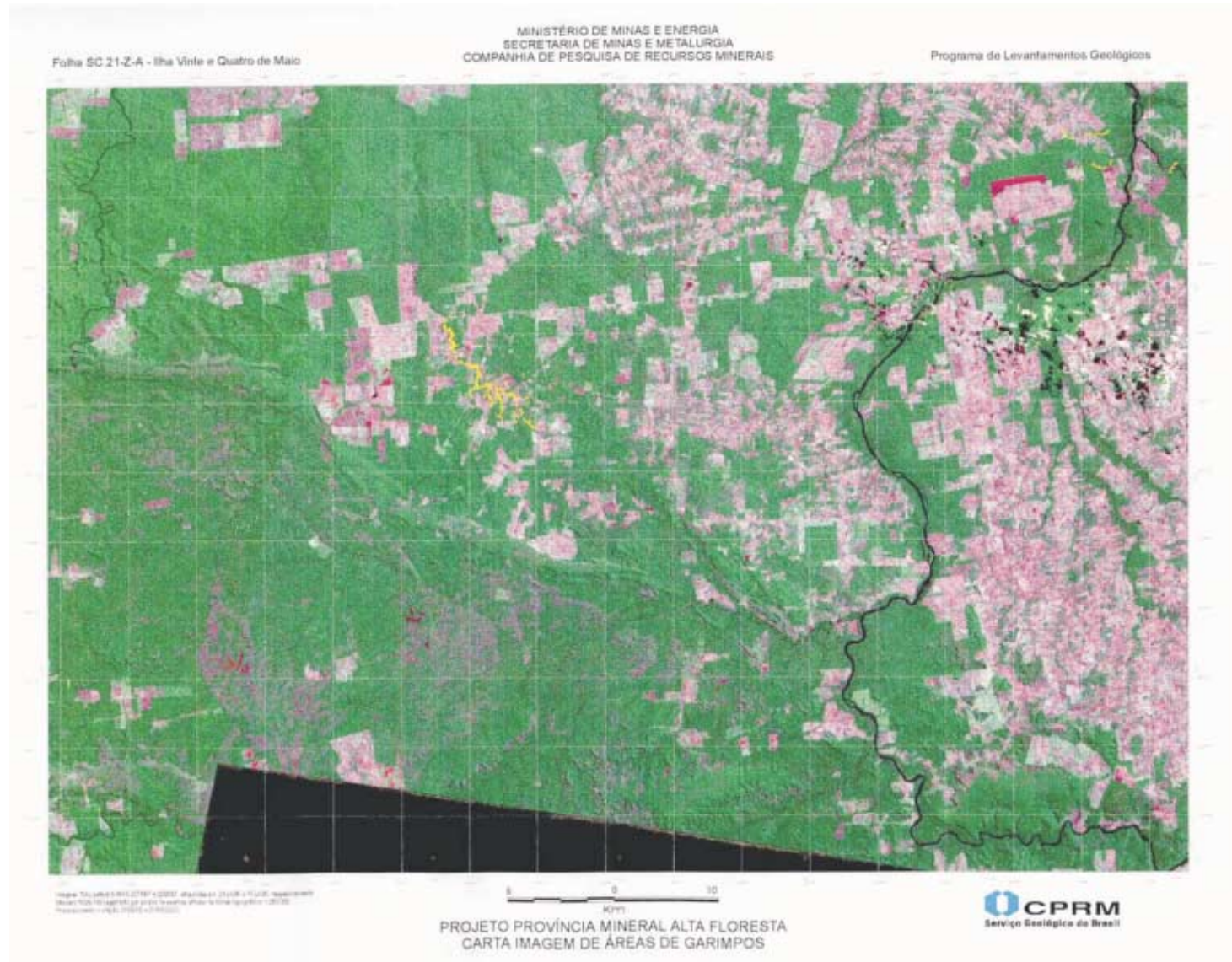


Figura 1.3 – Imagem de Satélite LANDSAT TM5 da Folha Ilha 24 de Maio.

Os dados obtidos nas estações pluviométricas de Colíder (10°47'55"/55°26'55"), Balsa da Indeco (10°06'45"/55°34'12") e Trivelato (09°56'29"/57°07'55"), provenientes de leituras diárias efetuadas nos anos de 1997 a 2000 pelo setor de hidrologia da Superintendência Regional de Goiânia, mostram uma precipitação média anual em torno de 1.900mm, com ápice seco em junho-julho-agosto, com média de precipitação de 9,4mm e concentração do período chuvoso em novembro-março, com média de precipitação de 278,3mm (tabela 1.1).

O relevo da área, descrito por Melo & Franco (Projeto RADAMBRASIL, 1980) pertence à Depressão Interplanáltica da Amazônia, aos planaltos Residuais do Norte de Mato Grosso e do Parecis.

Na primeira, o relevo é constituído por uma superfície rebaixada, dissecada em formas convexas, onde ocorrem variações altimétricas entre 200 e 300 metros e padrão de drenagem dendrítica e estruturada.

O Planalto Residual do Norte de Mato Grosso, na área é representado pela serra dos Caiabis que abrange a parte sul da área e pequenas elevações ao norte desta. É formado por relevo de topos predominantemente tabular, com altitude variando de 350 a 450m, padrão de drenagem sub-retangular, contendo diferentes graus de dissecação, estruturada em litologias sobretudo arenosas da Formação Dardanelos.

O Planalto dos Parecis situa-se na parte sudeste da área e constitui uma área restrita relativamente homogênea, com altitudes variando entre 350m e 400m e predomínio de formas dissecadas tabulares com relevo de topo convexo, conforme figura 1.4.

Durante o mapeamento geológico foram observadas variações no relevo resultando formas aplainadas, esculpidas sobre rochas metamórficas do Complexo Nova Monte Verde, cristas estreitas e alongadas, formadas por rochas milonitizadas/cataclasadas silicosas, morros em meia-laranja ou alongados, ligados notadamente à Suíte Nova Canaã; relevo colinoso relacionado à porção vulcânica do Grupo São Marcelo-Cabeça; morros longa-

dos e cristas atinentes ao Granito São Pedro; escarpas de recuo erosivas, marcando a borda atual dos sedimentos da Formação Dardanelos, principalmente na parte sul da folha; e pequenos platôs sustentados por lateritos.

A vegetação é constituída por floresta ombrófila densa, floresta ombrófila aberta, savana e floresta estacional. As florestas ombrófila densa e ombrófila aberta revestem grande parte da porção norte da área. Nelas ocorrem espécies vegetais como abiorana, arapari, breu, castanheira, ipê, itaúba, jatobá, jutaí, louro, maçaranduba, mogno, sapopema, piquiarana e uxi, e outras. Savana ocorre na porção sul, varia de cerrado a cerrado limpo, constituindo diversos andares de vegetação, indo desde graminóides até árvores com cerca de cinco metros de altura, sendo representantes desta vegetação algodão-duro, cajueiro, murici, murupita, quebra-machado, palmeiras diversas.

A floresta estacional é formada por árvores altas, de caule grosso, e por matas, destacando-se as espécies peroba, cumaru e cupiúba. O limite entre os diferentes tipos de vegetação é quase sempre transicional, representado ora por um tipo ora por outro, em meio a um conjunto predominante.

Atualmente quase a metade da vegetação original foi substituída, cedendo lugar a pastagens e secundariamente à agricultura, (figura 1.3).

Os solos predominantes são dos tipos podzólico vermelho-amarelo distrófico, areia quartzosa álica, areia quartzosa hidromórfica álica, latossolo vermelho-amarelo álico, latossolo vermelho-amarelo distrófico, solos concrecionários distróficos, solos litólicos distróficos, terra roxa estrutura distrófica e gley pouco húmico distrófico, (figura 1.5).

A rede de drenagem da área pertence à Bacia Amazônica, sendo o rio Teles Pires o principal curso d'água. Além desse destacam-se os rios Apia-cás, Paranaíta, dos Peixes, Tapaiúnas, Santa Helena, Ariranha e Jacaré. São rios de médio a pequeno porte, alguns com trechos encachoeirados. São às vezes navegáveis por pequenas embarcações, e alimentados por dezenas de tributários.

Tabela 1.1 – Média pluviométrica nos anos de 1997 a 2000.

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Total
Colíder	352,5	268,3	326,1	189,1	49,3	15,0	0,0	15,8	123,8	118,3	147,5	328,7	1.934,4
Indeco	314,2	172,7	208,3	99,1	54,2	5,0	0,0	14,5	136,9	126,2	259,2	353,2	1.743,5
Trivelato	225,3	252,2	385,4	162,5	91,9	6,2	0,2	28,2	98,0	192,2	261,4	320,1	2.023,6

* precipitação em mm.

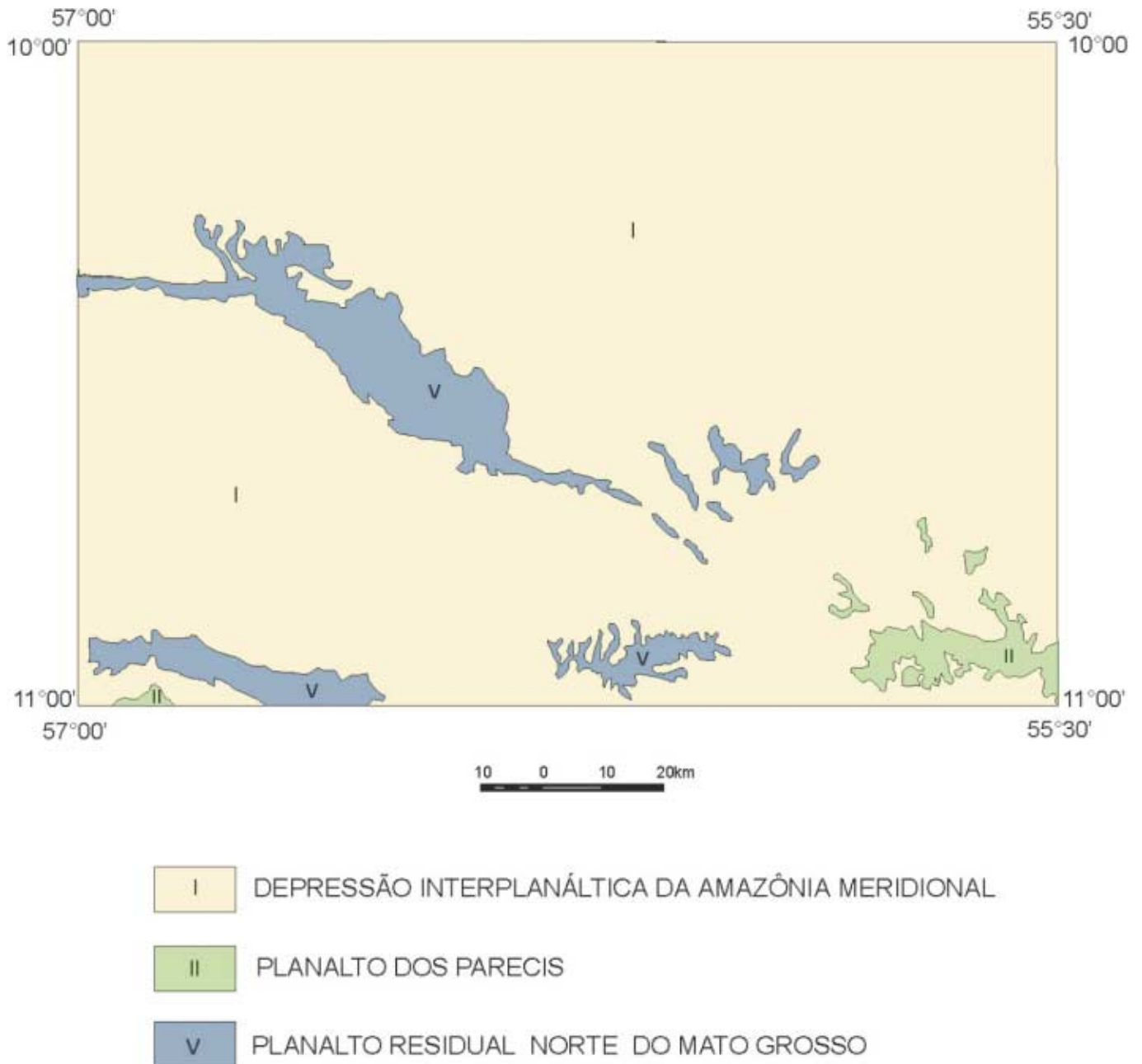


Figura 1.4 – Tipos de relevos predominantes na Folha Ilha 24 de Maio, modificado do Projeto RADAMBRASIL (1980).

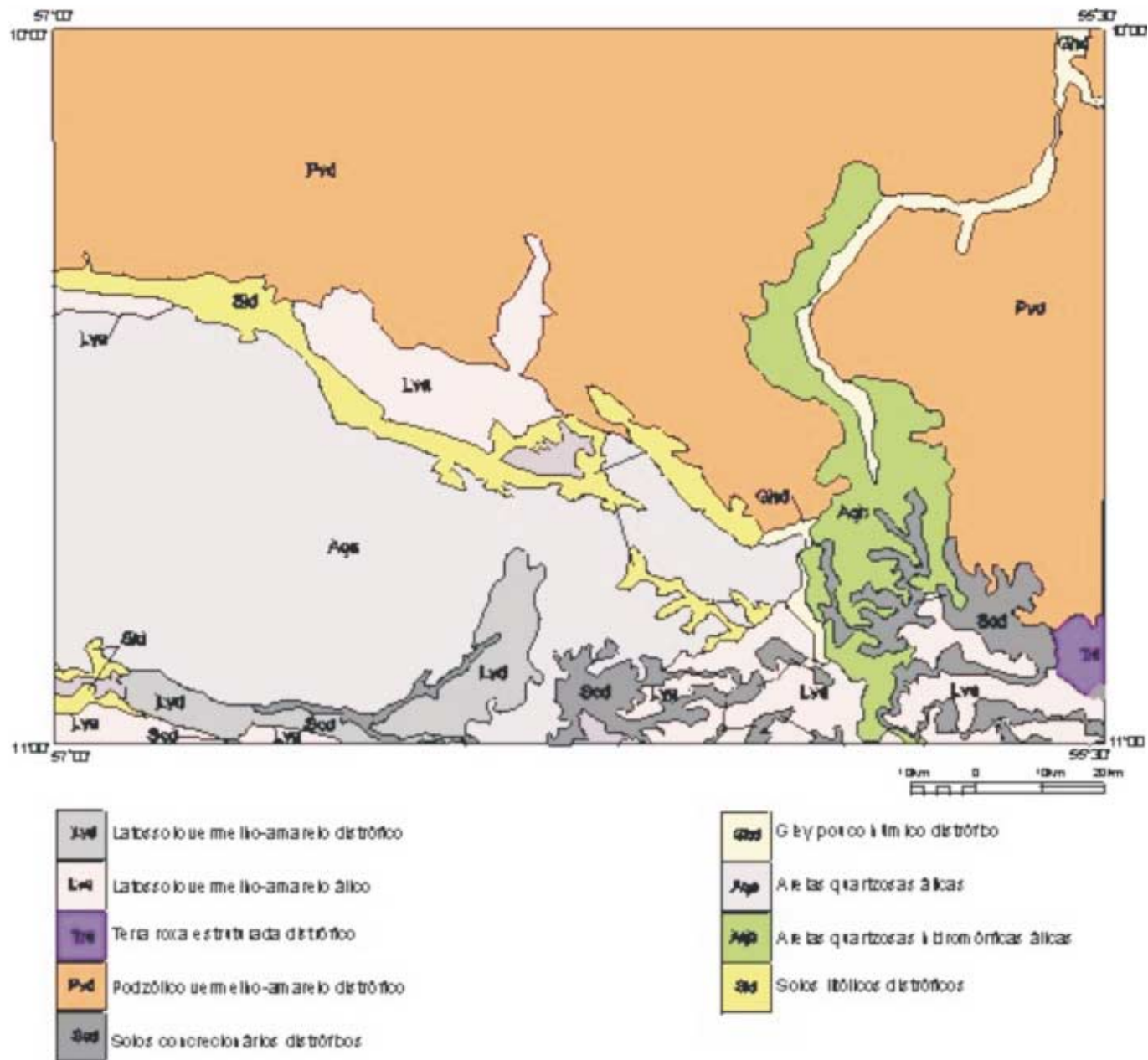


Figura 1.5 – Tipos de solos predominantes na Folha Ilha 24 de Maio, modificado do Projeto RADAMBRASIL (1980).

2

GEOLOGIA

2.1 Contexto Geológico Regional

Comportando-se como área estabilizada durante o Ciclo Brasileiro, o Cráton Amazônico (Braun, 1974; Almeida *et al.* 1976; Almeida, 1978), compreende quase a totalidade das rochas arqueanas e proterozóicas expostas na Região Norte do Brasil.

Este cráton foi dividido por Almeida *et al.* (1977) em duas províncias estruturais, separadas pela Bacia sedimentar Amazônica: a Província Rio Branco, a norte, e a Província Tapajós, a sul, também denominado de Cráton do Guaporé por Almeida (1965), em Schobbenhaus *et al.* (1984).

Desde o final do século passado existem referências de trabalhos de reconhecimento geológico na região sudeste do Cráton Amazônico, mas somente a partir da década de 70 esta área foi alvo de estudos sistemáticos, com a execução de uma série de projetos de mapeamento geológico, levantamentos geoquímicos, geofísicos e datações geocronológicas.

Recentemente nesta região, trabalhos de mapeamento geológico foram retomados pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil, através dos projetos Tapajós e Alta Floresta.

Na mesma época, teses de mestrado e doutorado, monitoradas por universidades, e pesquisas de

empresas de mineração na busca de ouro, contribuíram sobremaneira para o entendimento da evolução dessa província.

Estudos recentes divergem sobre a questão, exibindo duas hipóteses para a evolução geológica do Cráton Amazônico: um modelo fixista de retrabalhamento de uma crosta antiga e um modelo mobilista com eventos colisionais e de acreção crustal.

O modelo fixista de retrabalhamento crustal, de Gibbs & Barron (1983), adotado por Amaral (1974, 1978 e 1984), Santos & Loguercio, (1984) e Issler & Lima, (1987), é baseado na ausência de episódios compressivos e orogênicos. Considera apenas a ocorrência de manifestações tectônicas distensivas com reativações plataformais e conseqüente fraturamento, vulcanismo e granitogênese anorogênica.

Com base em dados geofísicos e estruturais, Hsui *et al.* (1984) descreveram as principais feições tectônicas e descontinuidades do Cráton Amazônico, configurando-o em vários blocos crustais relacionados à evolução Arqueana, (figura 2.1).

As bordas destes blocos são definidas por anomalias gravimétricas positivas, fortes variações nas respostas magnéticas e *trends* lineares de estruturas tectônicas. Nos núcleos destes blocos são co-

muns as ocorrências de granitóides e de seqüências metavulcano-sedimentares do tipo *greenstone belts*.

Para estes autores, a conclusão é de que o Cráton Amazônico conforma um conjunto de massas continentais aglutinadas no Arqueano ou Paleoproterozóico geradas por processos geológicos ainda não muito esclarecidos, que teria posteriormente sido afetado por retrabalhamento crustal e rejuvenescimento isotópico.

Por outro lado, Cordani *et al.* (1979), Tassinari (1981), Cordani e Brito Neves (1982), Teixeira *et al.* (1989), Macambira *et al.* (1990), Bittencourt (1992), Tassinari (1996) e Santos *et al.* (2000) baseiam-se na existência de eventos tectônicos compressivos, responsáveis pelo desenvolvimento de cinturões móveis (*mobile belts*) bordejando um pequeno núcleo arqueano, com características cratônicas, denominado Província Amazônia Central.

Nesta linha, Tassinari (1996); Tassinari *et al.* (1996) e Tassinari & Sato (1997), subdividiram o

Cráton Amazônico em 5 unidades geotectônicas (Figura 2.2), com características próprias. Santos *et al.* (2000); integram dados de campo e dados geocronológicos U-Pb e Sm-Nd, dividindo-o em 8 províncias tectônicas, algumas geradas por processos acrescionários e outras por reciclagem de crosta continental.

Esta hipótese mobilista, fundamenta-se em crescentes e atualizados dados isotópicos, propõe uma evolução do Cráton Amazônico a partir de acreção juvenil e aglutinação de fragmentos crustais antigos (terrenos granito-*greenstone*) em torno dos quais se desenvolveram cinturões proterozóicos, envolvendo geração de crosta em arcos magmáticos ou formados sobre uma crosta preexistente.

Esses domínios representariam fragmentos crustais, cinturões móveis e arcos magmáticos cuja interação e aglutinação teria gerado uma grande massa cratônica desde o Paleoproterozóico fazendo parte do Continente Atlântica (2,0 – 1,0 Ga), Rogers (1995).

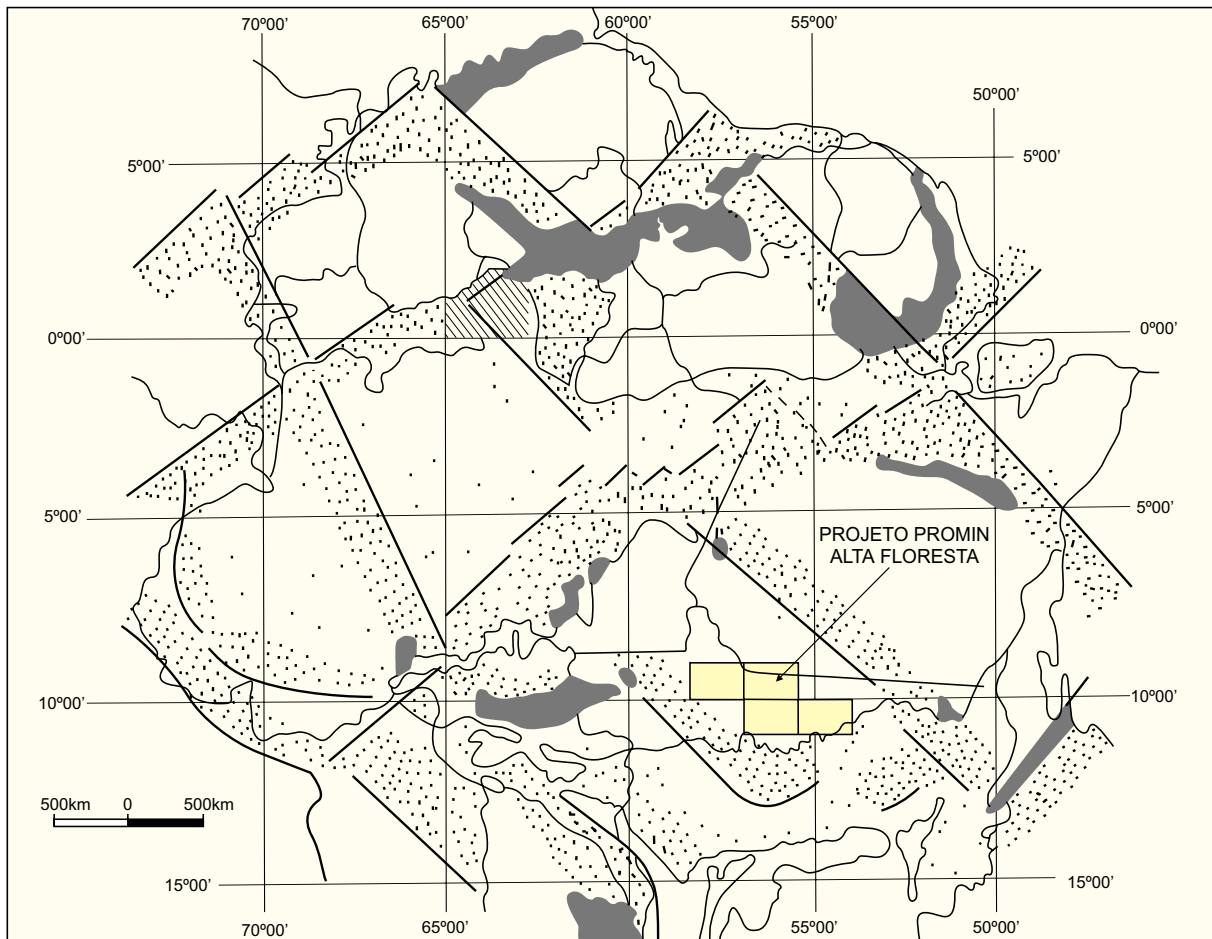


Figura 2.1 – O Cráton Amazônico em blocos crustais, feições tectônicas e descontinuidades, conforme Hasui *et al.* (1984).

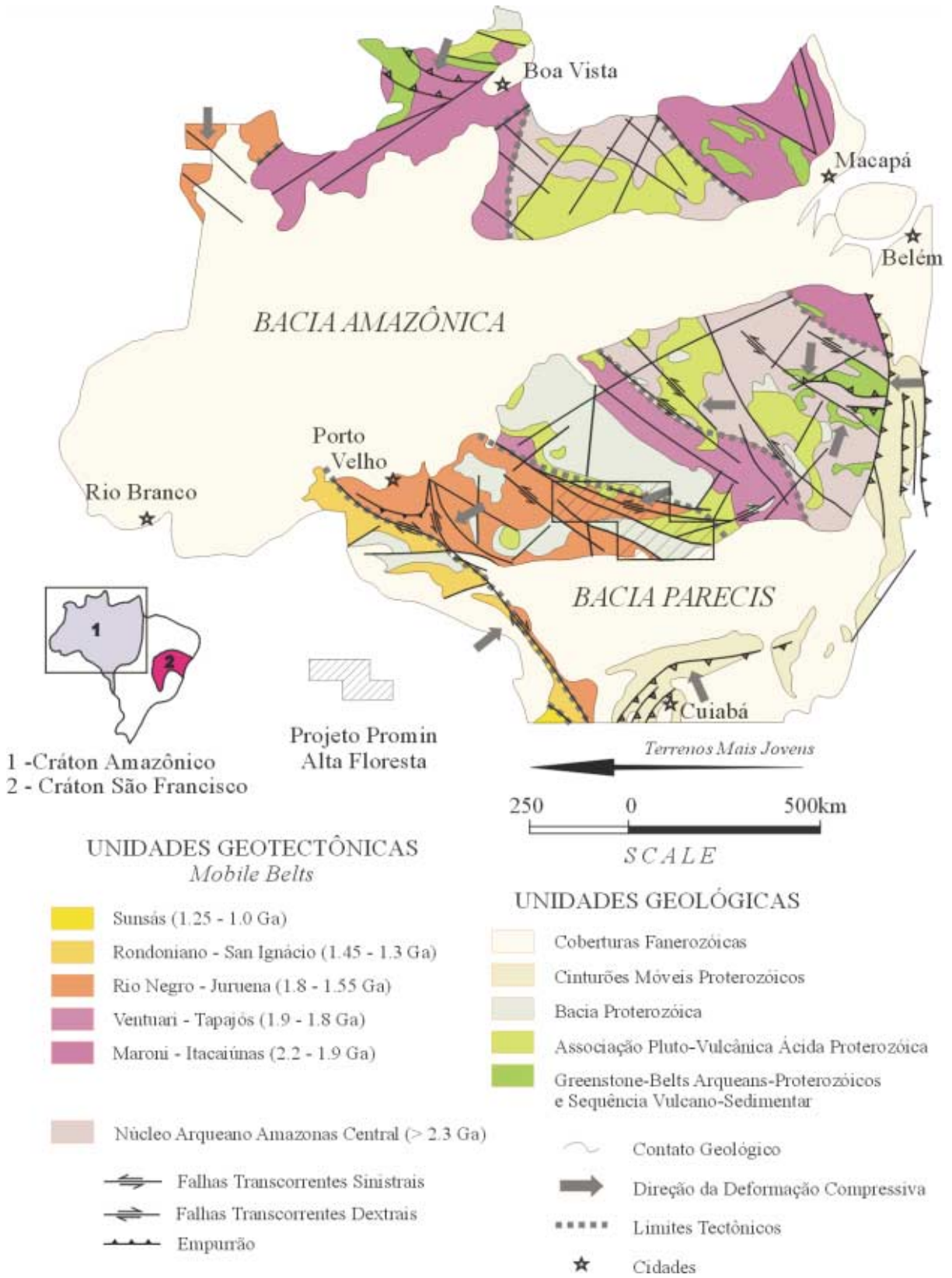


Figura 2.2 – Principais unidades geotectônicas/geológicas do Cráton Amazônico e área do Projeto PROMIN Alta Floresta. Modificado de Tassinari (1996) e Tassinari & Sato (1997).

Assim, as informações coligidas pelo levantamento geológico e geoquímico aliado a uma reavaliação dos dados bibliográficos convergem para uma hipótese mobilista, na qual é reconhecido o domínio orogênico denominado Arco Magmático Juruena de idade U-Pb 1,85 a 1,75 Ga, como parte de um arco colisional/acrescionário ao Continente Atlântica.

2.1.1 Síntese Geológica

Um resumo da evolução geotectônica do Arco Magmático Juruena, na Folha Ilha 24 de maio, baseia-se nos diversos segmentos crustais observados e seus processos geradores. Para tal entendimento, faz-se necessário o discernimento que tanto produtos quanto processos fazem parte de um sistema progressivo e espacialmente delimitado.

Esta hipótese fundamenta-se em um modelo móbil, com consumo de placa litosférica, geração de crosta continental, colisão oblíqua e de alta temperatura. A presença de associações de alto grau metamórfico, relacionadas a uma descontinuidade gravimétrica, magmatismos colisional e pós-colisional, corroboram para a interpretação de um orógeno predominantemente colisional e acrescionário.

As rochas supracrustais, orto e paraderivadas, pertencentes ao Complexo Bacaeri-Mogno, de idade isocrônica Sm/Nd de 2,24 Ga, com $\epsilon_{Nd}(T)$ de +2,5, representam um pequeno segmento crustal de fundo oceânico.

A instalação de movimentos compressivos, inicialmente de sudeste/noroeste, rotacionando para sudoeste/nordeste, força a movimentação desta placa oceânica, em direção a um segmento de crosta continental, preexistente, representada na área por remanescentes do Complexo Cuiú-Cuiú e pelas suítes Matupá e Flor da Serra que foram interpretadas como partes do Arco Magmático Cuiú-Cuiú e Parauari (Santos, 2000) ou como suítes pós-orogênicas de Vasquez, Ricci e Klein, 2002.

Este modelo de subducção, onde as rochas supracrustais depositadas originalmente em margens de placa e de crosta oceânica foram transferidas a grande profundidade durante o processo colisional, é suportado pelos dados geofísicos de gravimetria, que atestam sinais de espessamento crustal, nesta área.

Como efeito, foram gerados magmas híbridos e ascendentes nesta zona de subducção, resultado da interação de fontes mantélicas e crustais, responsáveis pela geração dos granitos do Arco Mag-

mático Juruena, paralelamente dispostos na direção NW-SE.

Dentro deste domínio orogênico dois terrenos, de relativa contemporaneidade, mas com posicionamento crustal diferenciado foram edificadas: o terreno de crosta superior plutovulcânica e o terreno de crosta média-inferior, em parte acrescionário e de médio a alto grau metamórfico.

O terreno plutovulcânico consiste em um cinturão de rochas ígneas sin a pós-colisionais, que edificam o arco em si, são pouco deformadas e com metamorfismo incipiente, grande parte intrusiva em rochas pertencentes à crosta preexistente (Complexo Cuiú-Cuiú).

Formam um conjunto de rochas de origem mantélica e híbrida, cuja evolução é demonstrada pela sua natureza orogênica, edificada dentro de um arco plutovulcânico, por sua litoquímica primordial e pela geocronologia dos eventos.

Iniciam com termos de afinidade calcioalcalina, médio-K, metaluminosos, destacando uma série monzonítica / monzogranítica / granítica (Suítes Juruena e Paranaíta), reunindo granitos tipo I oxidados, subvulcânicos, com idades U-Pb entre 1.848 Ma a 1.793 Ma.

Rochas vulcânicas ácidas e intermediárias de natureza calcioalcalina e cogenéticas associam-se, espacial e temporalmente com às suítes Paranaíta, Juruena e estão representadas pela Suíte Colíder, de idade U-Pb de 1.801 Ma a 1.786 Ma.

Em seu término evoluem para termos pós-colisionais com granitos calcioalcalinos alto potássio e de tendência shoshonítica representado pelo Granito Nhandu, posicionadas nas porções mais maduras do Arco Magmático Juruena.

No terreno acrescionário de médio a alto grau metamórfico, desenvolvem-se unidades litoestratigráficas onde os efeitos de deformação progressiva são preponderantes. Nestas imbricam-se tectonicamente as rochas supracrustais, orto e paraderivadas do Complexo Bacaeri-Mogno, como restos da crosta oceânica primordial não digerida.

Terrenos ortognáissicos-migmatiíticos, representados pelo Complexo Nova Monte Verde, gerados pela desidratação da placa subduzida em fácies anfíbolito médio a granulito, vinculam-se a uma variedade de litótipos graníticos de arco e tipos pós-colisionais, sincinemáticos, de natureza calcioalcalina alto-K, metaluminosos a peraluminosos, representados pela Suíte Vitória e pelos granitos São Pedro, São Romão e Apiacás de idades U-Pb entre 1.785 Ma a 1.770 Ma.

PROJETO PROMIN ALTA FLORESTA MAPA GEOLÓGICO

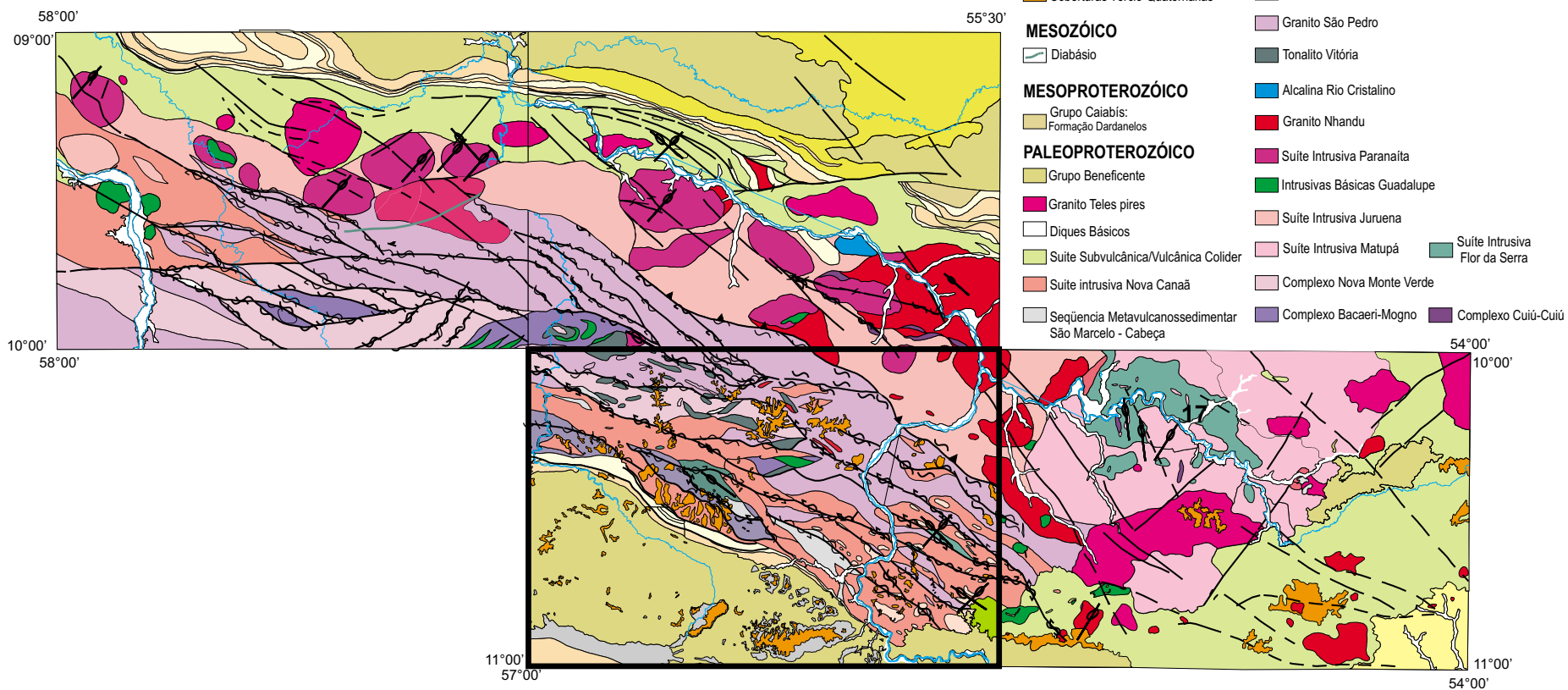


Figura 2.3 – Esboço Geológico do Projeto Alta Floresta, em destaque a Folha Ilha 24 de Maio.

Em sua evolução são submetidos a metamorfismo de médio a alto grau, em regime deformacional dúctil caracterizado por megazonas de cisalhamento transcorrente (EW e NW-SE), dentro de um modelo de colisão oblíqua de alta temperatura, onde a principal característica é a formação de granitos calcialcalinos alto-K, peraluminosos e em menor proporção leucogranitos, tipo “S” a duas micas.

Entende-se que do processo deformacional é contínuo, interpretado desde seu início com a subducção e consumo da placa Bacaeri-Mogno, por volta de 1.850 Ma, idade dos primeiros granitos Juruena, com seu fechamento e migmatização entre 1.790 Ma a 1.770 Ma. A fase pós-colisional é o período mais longo e extensivo, responsável pelo posicionamento de grande parte dos granitos com imbricações tectônicas e transcorrências associadas.

O Grupo São Marcelo-Cabeça, correspondente ao Grupo Roosevelt, 1.760 Ma, é representado por uma grande diversidade litológica, com vulcânicas ácidas a intermediárias intercaladas por metassedimentos rudáceos a químicos, deformadas e metamorfizadas de médio a baixo grau e interpretadas como uma seqüência tipo back-arc basin, retaguarda de um provável arco a sudoeste, imbricado tectonicamente nos granitos acrescionários.

Esta seqüência é intrudida pela Suíte Nova Canaã, (U-Pb, 1.743+4 Ma, e correlacionada ao granito deformado de Aripuanã, 1.755 Ma) de afinidade calcialcalina, alto-K, peraluminosa, associada às falhas direcionais, refletindo o ajuste dos blocos crustais acrescionados sob um regime de esforços transtrativos, cada vez mais atenuados até o final do estágio orogênico típico.

Marcando fase terminal desse fragmento crustal, formam-se bacias deposicionais controladas por megazonas transcorrentes EW a NW/SE, depositando as coberturas sedimentares, preponderantemente siliciclásticas, psamopelíticas e pelito-carbonáticas.

A estruturação da bacia e sua sedimentação constituem provas da instabilidade tectônica da área, com a reativação das feições estruturais herdadas da evolução de seu embasamento, propiciando o desenvolvimento de bacias do tipo *strike slip* ou *pull-apart* representadas pela Formação Dardanelos relacionadas às zonas transtracionadas.

O Fanerozóico acha-se representado pelos diques de diabásio jurássicos (180 Ma) tipo Cururu.

Recobrando as unidades mais antigas ocorrem as coberturas detríticas/lateríticas terciárias e alu-

vionares quaternárias, que completam o quadro geológico da Província Juruena.

2.2 Estratigrafia

A Folha Ilha 24 de Maio insere-se na porção sul/sudeste do Cráton Amazônico e situa-se entre as bacias do Caiabis e Cachimbo.

Apesar da grande diversidade litológica da área, com rochas supracrustais orto e paraderivadas, rochas metamórficas de alto a baixo grau, granitos calcialcalinos epizonais, mesozonais e catazonais, metaluminosos e peraluminosos, rochas alcalinas e metavulcano-sedimentares elas foram indiscriminadamente agrupadas sob a denominação de Complexo Xingu.

Neste estudo, utilizando uma abordagem multidisciplinar foram individualizadas 16 unidades litoestratigráficas, estabelecidas em função da cartografia geológica sistêmica de afloramentos descritos, associados às análises de sensores remotos, geofísicos e de prospecção geoquímica. A figura 2.4, apresenta a coluna estratigráfica proposta e um esboço do mapa geológico da folha.

Contribuiu em destaque para a diferenciação e detalhe destas unidades a análise geocronológica, que mostrou-se como uma ferramenta fundamental para o mapeamento e ordenação litoestratigráfica de rochas proterozóicas, bem como para as análises petrográficas e litoquímicas.

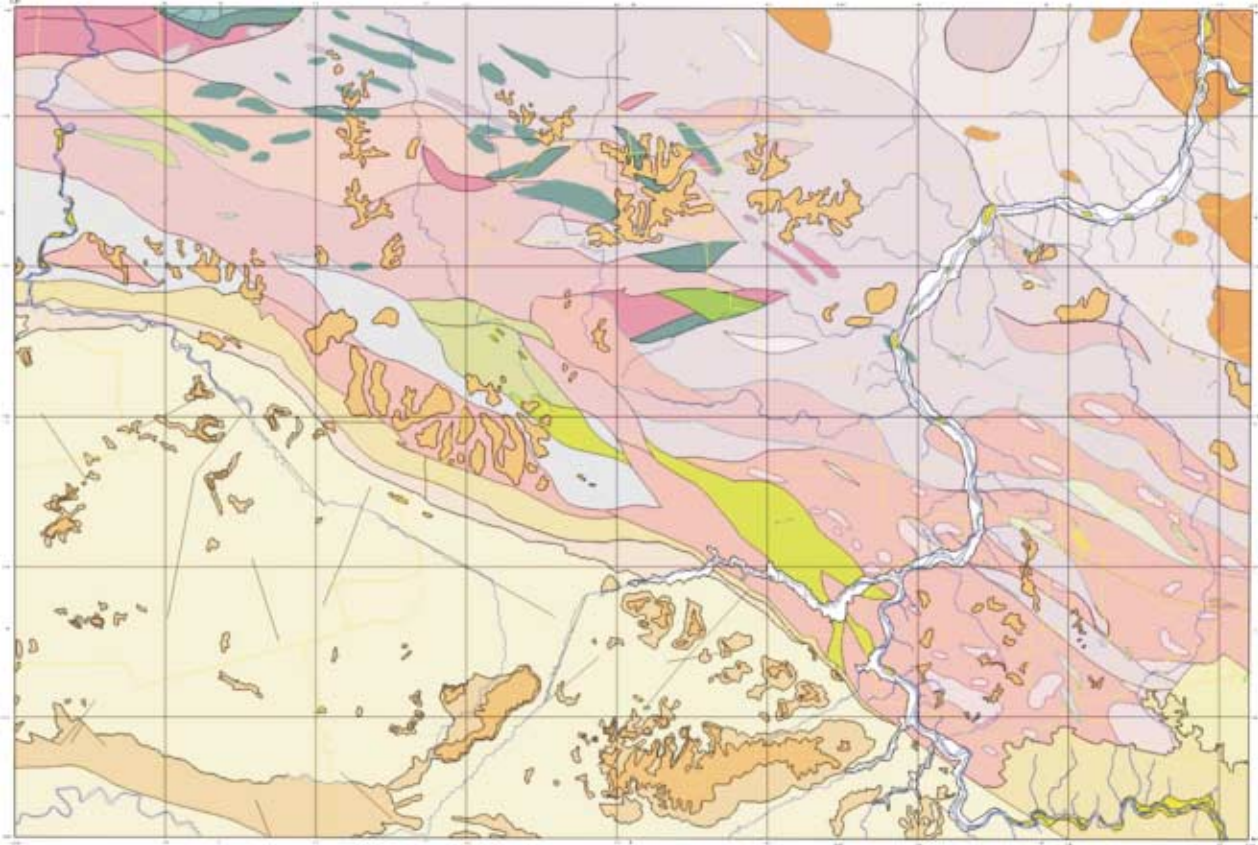
Com o arcabouço estratigráfico montado procurou-se estabelecer o registro dos principais eventos deformacionais ocorridos, através da caracterização estrutural destas unidades.

O somatório das informações geológicas coletadas está demonstrado no mapa geológico na escala 1:250.000, (anexo II) e a descrição sintética e a interpretação de cada unidade são expressas a seguir.

2.2.1 Complexo Bacaeri-Mogno (PPbm)

Esta unidade foi originalmente cartografada como Complexo Xingu, Silva *et al.* (1980).

Silva Neto *et al.* (1980), identificaram estas rochas no vale dos rios Apiacás e Paranaíta e atribuíram-nas à Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú, (Pessoa *et al.*, 1977), formada por anfíbolitos e kinzigitos, supostamente evoluídos de uma seqüência vulcano-sedimentar, constituída por rochas ultrabásicas, básicas e sedimentares clásticas (pelitos e psamitos) transformadas em gnaisses e migmatitos, de médio a alto grau metamórfico.



Unidades Estratigráficas

CENOZÓICO		GRANITO APIACÁS	
DEPÓSITOS ALUVIONÁRIOS		Y Biotita-muscovita granito e biotita granito.	
Q_u	Aluvião arenoso e argiloso, localmente com níveis de cascalho.	GRANITO SÃO ROMÃO	
COBERTURAS TERCIO-QUATERNÁRIAS		PPys Biotita metagranodiorito, hornblenda-biotita metagranito fino, biotita metagranito, metagranito fino, metamicrogranito.	
Ng1	Lafossão imaturo com níveis de cascalho e desenvolvimento de crostas lateríticas.	GRANITO SÃO PEDRO	
MESOPROTEROZÓICO		PPysp Biotita metamonzogranito, hornblenda-biotita metamonzogranito, monzodiorito, granodioritos porfíricos e com endaves de meta-quartzo diorito.	
GRUPO CAIABÉ		Suíte VITÓRIA	
FORMAÇÃO D'ARDANELOS		PPyv Metadiorito, hornblenda-biotita metalonolito, metamonzodiorito, metaquartzo diorito.	
MP14	Arenito, arenito arcoseano e conglomerado.	COMPLEXO NOVA MONTE VERDE	
MP17	Arenito arcoseano com raros níveis de conglomerado.	PPmv Biotita gnaisses graníticos, granodioríticos e tonalíticos, sienogranito, migmatito, granada-biotita gnaisses, clinopiroxênio, anfíboto e escapolita-hornblenda gnaisses.	
MP12	Siltito e argilito com intercalações de arenito.	GRANITO NHANDU	
MP11	Arenito com intercalações de conglomerado.	PPyn Magnetita-biotita granito, vermelho, grosso, com endaves de quartzo diorito. Subordinadamente granito fino porfírico, sienogranito subvulcânico, granodiorito, quartzo sienito e rodacito.	
PALEOPROTEROZÓICO		SUÍTE COLDER	
SUÍTE NOVA CANAÃ		PPec Microgranito e micromonzogranito porfíricos, siltito, rodacito porfirio, brecha vulcânica rodacítica, tufo e lavas vulcânicas ácidas.	
PPym	Biotita monzogranito e sienogranito, leucocráticos.	SUÍTE INTRUSIVA PARANÁ	
PPymc	Hornblenda-biotita granito, biotita granito porfírico e quartzo monzomito subordinado.	Y Biotita monzomito, quartzo monzomito e monzogranito porfíricos, granito oxidado com quartzo aculado, biotita-quartzo sienito e endaves de quartzo diorito.	
PPymc2	Micromonzogranito sulfetado e granítico.	SUÍTE INTRUSIVA JURUENA	
PPymc4	Alcalgranito e sienogranito.	PPyj Biotita granito, equigranular a porfírico e monzogranito.	
GRUPO SÃO MARCELO - CABEÇA		COMPLEXO BACAERI - MOGNO	
PPmcs	Clorita-sericita visto, quartzo-sericita visto, gratta-sericita visto, muscovita-biotita visto, metachert, quartzito, silimanita gnaiose e metaconglomerado.	PPmg Anfíboto com orto e clinopiroxênio (st), xon formador (Bf), hiperstênio-granada quartzo (cher), granada quartzo (chet), granada-silimanita - biotita gnaisse, xingilo, metagabrinolito.	
PPmcy	Riolito, rodacito, tufo, brecha vulcânica microgranito, micromonzogranito e microquartzo diorito.		

Figura 2.4 – Esboço geológico e coluna estratigráfica da Folha Ilha 24 de Maio.

Scabora (1997), em trabalho de pesquisa mineral para a Mineração Santa Elina, em áreas das fazendas Mogno, Apiacás e Bacaeri identificou uma seqüência metassedimentar formada por migmatitos (paragnaisses aluminosos-kinzigitos) com intercalações lenticulares de quartzitos e formações ferríferas (*cherts* carbonáticos) e um complexo intrusivo máfico (hiperstênio tonalitos magnéticos e noritos), mantendo-os ainda, a denominação de Complexo Xingu, de idade arqueana a paleoproterozóica. Este conjunto foi deformado em regime compressivo de alto ângulo, acompanhado de metamorfismo regional de alto grau (fácies anfibolito alto a granulito), imprimindo nas rochas supracrustais uma pronunciada foliação EW e alongamento dos corpos ígneos na mesma direção, preservando, no entanto, as estruturas ígneas dos corpos máficos intrusivos.

Propõe-se a denominação de Complexo Bacaeri-Mogno (PPbm) para nomear uma associação de rochas supracrustais sílico-aluminosos, vulcânicas e corpos plutônicos básicos a ácidos, reequilibrados na fácies anfibolito alto a granulito.

A associação de rochas supracrustais é formada essencialmente por gnaisses quartzo-feldspáticos e sílico-aluminosos, de derivação pelítica e anfibolitos e metahornblenditos, de derivação vulcânica. Os corpos plutônicos são representados por gabros, noritos e grabro-noritos.

Seus contatos, dependendo da escala de observação, são, ora expressivas zonas de cisalhamento ou falhas, ora transitórias para terrenos migmatíticos e seus corpos ocorrem como lentes, megaenclaves ou lascas tectônicas de dimensões variadas, inclusas no Complexo Nova Monte Verde e Granito São Pedro.

Estes corpos estão orientados e dispersos desde o extremo-SE da Folha, em sua porção central, a norte do distrito de Colorado até o quadrante NW, no interflúvio do vale dos rios Apiacás e Jacaré, principalmente nas fazendas Mogno e Bacaeri, sua área tipo.

O conjunto marca espacialmente uma zona de sutura crustal, realçada por uma descontinuidade gravimétrica. Esta sutura corresponde a um evento colisional de alta temperatura, caracterizado por zonas de cisalhamento dúcteis, de caráter compressional e oblíquo, acompanhadas de intenso magmatismo.

Estas rochas apresentam uma foliação milonítica e/ou bandamento gnáissico, com atitudes E/W a SE/NW e mergulhos de médio a alto ângulo para

N/NE, configurando uma estrutura de underthrust com transporte tectônico de SW para NE.

Neste processo, as rochas originais deste complexo, componentes de uma placa oceânica, foram subductadas de SW para NE, sob uma placa continental preexistente, constituída por rochas da Província Tapajós, de idade 2.100 a 1.870 Ma. (Vasquez, Ricci & Klein, 2002).

Em cartas aerogeofísicas os litótipos deste complexo respondem com expressivas anomalias magnéticas, refletindo o alto conteúdo de magnetita disseminada, tanto nas supracrustais como nos corpos plutônicos associados (figura 2.5). Os mapas gamaespectrométricos revelaram baixos valores de K e U seguidos por uma anomalia de Th.

Perfis gravimétricos realizados durante este projeto, ao longo da rodovia MT-208 e estradas transversais, com espaçamento de leitura de 1 km, identificaram uma descontinuidade gravimétrica, onde foram encontrados valores expressivos de espessamento crustal, delineando uma descontinuidade de direção NW/SE a E/W. Esta faixa anômala corresponde, em campo, a rochas da fácies anfibolito alto a granulito, pertencentes ao complexo (figura 2.6).

A associação de rochas supracrustais é predominante, enquanto as rochas plutônicas são de ocorrência limitada. Suas características mineralógicas estão representadas na tabela 2.1.

A associação de rochas supracrustais está constituída por sillimanita-biotita gnaiss, granada-sillimanita-biotita gnaiss e sillimanita gnaiss com intercalações lenticulares de dimensões variadas de ortopiroxênio-granada quartzito, clinopiroxênio quartzito, quartzito ferruginoso (*BIFs*) e *chert* ferrífero. Incluem ainda anfibolitos e metahornblenditos de derivação vulcânica, em forma de lentes interestratificadas nessas rochas metassedimentares.

Nas rochas supracrustais os gnaisses quartzo-feldspáticos e sílico-aluminosos, tipo kinzigitos, exibem uma paragênese principal expressa por quartzo \pm K-feldspato (perítico) \pm plagioclásio \pm sillimanita \pm granada desenvolvidos em ambiente de médio a alto grau metamórfico.

Com freqüência exibem transição para os terrenos migmatíticos do Complexo Nova Monte Verde, caracterizados por restitos de natureza máfica (paleossoma) e paraderivadas, invadidos por mobilizados graníticos (neossoma) preenchendo falhas/fraturas ou interpondo-se ao longo da foliação milonítica/bandamento metamórfico, incorporando-se à estrutura gnáissica.

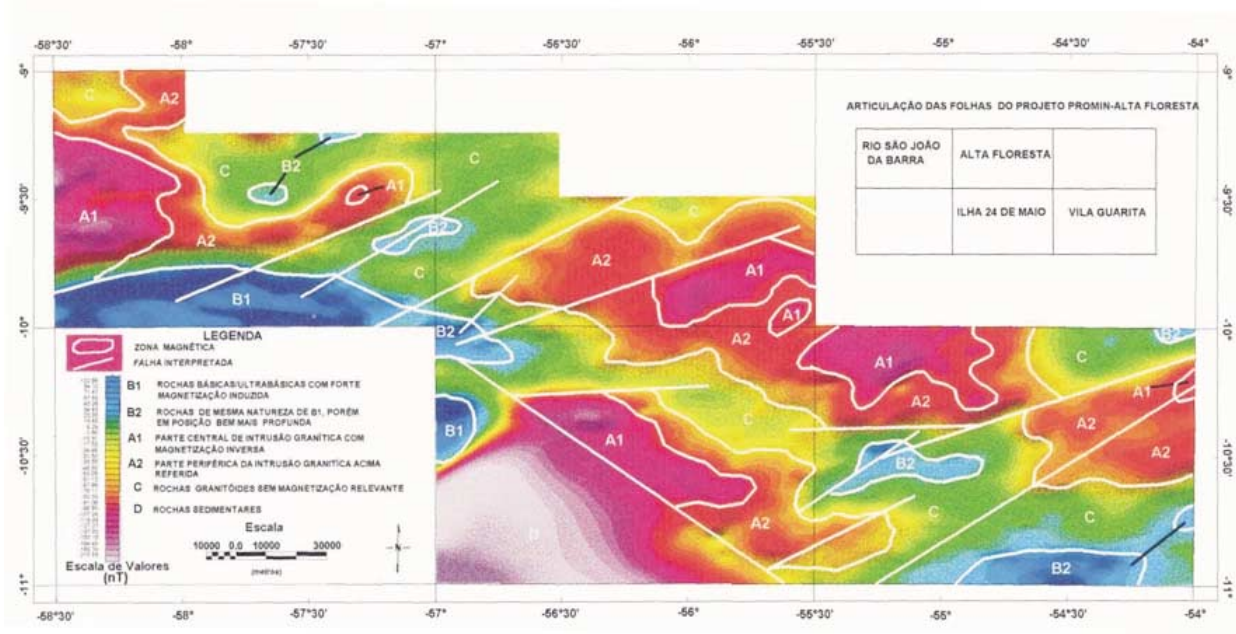


Figura 2.5 – Imagem aeromagnética de continuação ascendente para a área do projeto.

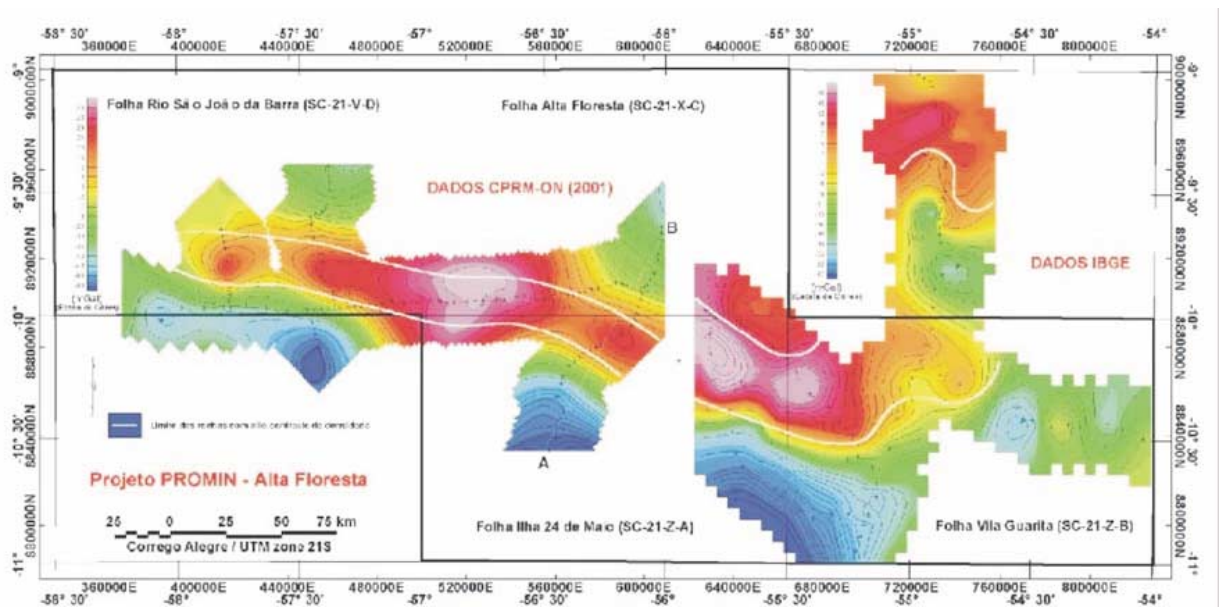


Figura 2.6 – Mapa Bouguer exibindo anomalia gravimétrica (vermelho) que indica espessamento crustal, delineando uma descontinuidade de direção NW/SE a E/W, compreendendo em campo zona de sutura e faixa granulítica/migmatítica - área do projeto.

Apresentam coloração cinza com manchas avermelhadas e estrutura gnáissica-milonítica, cuja trama é dada por uma textura granoblástica poligonal, granulação média, e composição quartzo-feldspática.

Na caracterização mineralógica dessas litologias destacam-se os seguintes constituintes:

Quartzo ocorre estirado na forma *ribbon*, com forte extinção ondulante; os feldspatos potássicos são pertíticos e formam agregados deformados e fraturados; os plagioclásios formam cristais tabulares, subidiomórficos a xenomórficos; os cristais de sillimanita ocorrem ou em prismas alongados, concentrados em faixas restritas, ou são aciculares,

paralelizados aos *ribbons* de quartzo. Marca uma lineação na foliação milonítica e às vezes deriva para uma variedade fibrosa (fibrolita) associada ou intercrescida à muscovita granada aparece como cristais poiquilíticos e sericita, clorita e muscovita atestam uma fase retrometamórfica, produtos de alteração hidrotermal.

Os quartzitos a granada e ortopiroxênio ocorrem em morrotes alinhados na direção da estruturação geral EW, e geralmente transicionam para formações ferríferas (*BIF's*), (fotografias 2.1 e 2.2).

Estão sob a forma de lentes de espessuras centimétricas a decamétricas, intercalados em gnaisses sílico-aluminosos ou como xenólitos e megaenclaves em rochas graníticas.

Apresentam finas bandas, foliação milimétrica e coloração cinza claro a cinza-escuro, amarelo-avermelhada e preta alternando-se regularmente. São compostas, respectivamente, de quartzo e minerais máficos (ortopiroxênio, hornblenda, biotita, granada e opacos - magnetita). Estes termos petrográficos gradam para formações ferríferas

(*BIF's*) pelo incremento de minerais opacos, (magnetita e/ou hematita) e *metacherts*, (fotografia 2.3).

Ao microscópio estas rochas são caracterizadas por uma textura granoblástica fina a média e estrutura bandada.

O quartzo ocorre em mosaicos de cristais poligonizados, ora tangenciais, ora imbricados entre si, entremeados por bandas predominantemente ricas em ortopiroxênio, clinopiroxênio, anfibólio, granada e magnetita.

Os minerais opacos são constituídos por magnetita/hematita e apresentam-se como cristais xenomórficos formando bandas intercaladas a bandas quartzosas ricas em granada e/ou piroxênio.

O ortopiroxênio (hiperstênio) e o clinopiroxênio apresentam-se muito alterados, parcialmente substituídos por anfibólios e hidróxido de ferro amarelo a vermelho, ou totalmente pseudomorfizado por anfibólio fibroso, provavelmente por um membro da série antofilita-gedrita.

Os clinopiroxênios formam agregados de cristais tabulares, xenomórficos, por vezes estirados.

Tabela 2.1 – Características mineralógicas de parte das rochas do Complexo Bacaeri-Mogno.

Complexo Bacaeri-Mogno Minerais	Rochas Supracrustais							Plutônicas Básicas e Ultrabásicas	
	Quartzitos Ferruginosos e <i>BIFs</i>					Gnaisses	Anfibolito	Hornblendito	Gabro-norito
	HG-46	AF-131	AF-115	HG-142	AF-44	AF-59b	AF-130	JD-16	AF-47c
Quartzo	75	30	40	40	51	35	5	10	-
Opacos	Tr	20	30	30	1	tr	Tr	15	2
Ortopiroxênio	-	5	15	-	-	-	-	-	35
Clinopiroxênio	15	-	-	-	-	-	-	-	20
Sillimanita	-	-	-	-	3	5	-	-	-
Granada	-	40	10	30	Tr	4	-	1	-
Hornblenda	-	-	-	-	-	-	40	74	10
Antofilita	-	5	5	-	-	-	-	-	-
Tremolita	-	-	-	-	-	-	-	-	5
Biotita	-	Tr	-	-	5	15	10	-	2
Muscovita	-	-	-	-	5	4	-	-	-
Clorita	-	-	-	-	-	2	-	-	-
Plagioclásio	2	-	-	-	15	20	38	-	20
K-Feldspato	1	-	-	-	20	25	-	-	-
Epidoto	3	-	-	-	-	-	1	-	3
Sericita	1	-	-	-	-	Tr	1	-	1
Carbonato	3	-	-	-	-	-	-	-	2
Titanita	Tr	-	-	-	-	-	3	-	Tr
Apatita	Tr	-	-	-	-	Tr	Tr	-	-
Allanita	-	-	-	-	-	-	Tr	-	-
Zircão	Tr	Tr	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-
Argilominerais	Tr	-	-	-	-	-	1	-	-

Granada ocorre idiomórfica a xenomórfica, arredondada e poiquilítica, associada a opacos (magnetita). Entre os minerais acessórios destacam-se a biotita lamelar, geralmente cloritizada, epidoto, apatita e zircão em grãos.

Anfibolitos e metahornblenditos, de derivação vulcânica, apresentam-se em menor proporção e em duas formas de ocorrência distintas: como lentes associadas aos metapelitos de médio a alto grau, ou como enclaves em granitos e gnaisses ortoderivados, (fotografia 2.4).

Estas rochas exibem coloração verde escura, estrutura foliada, textura granonematoblástica e

nematoblástica, fina a média. Constituem-se essencialmente de hornblenda, plagioclásio, opacos, biotita e granada.

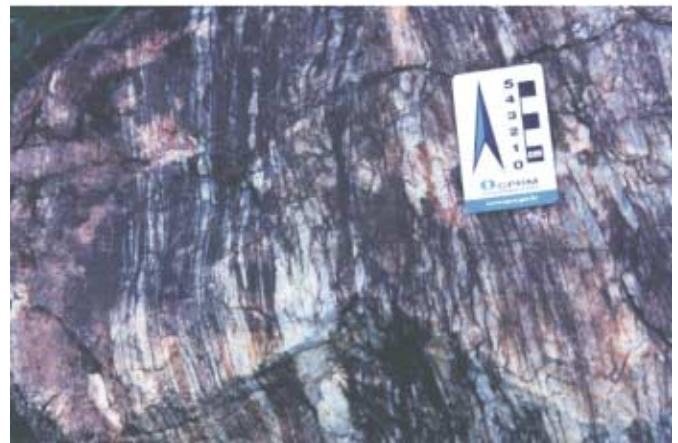
Quartzo xenomórfico e intersticial é resultado de processos de silicificação; epidoto, sericita, argilo-minerais são produtos de alteração hidrotermal.

A rochas plutônicas ocorrem encaixadas nos gnaisses sílico - aluminosos, tipo kinzigitos. Foram cartografados ao norte e na porção central da folha, e constituem-se de gabros, noritos e grabronoritos, ora maciços ora deformados, (fotografia 2.5).

A maior parte dos contatos destas rochas gabróicas encontra-se encoberta por latossolos aver-



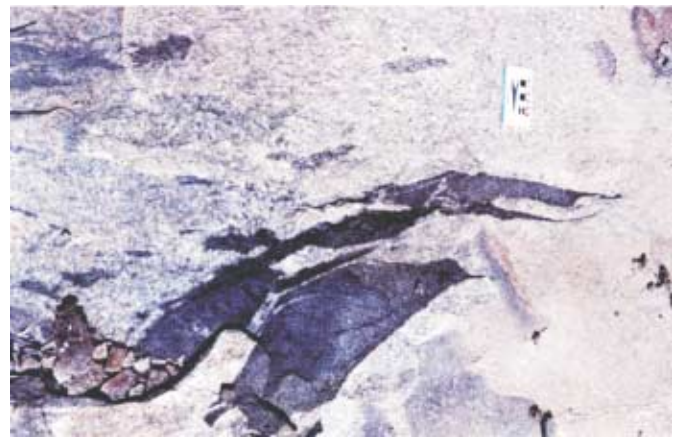
Fotografia 2.1 – Formação ferrífera bandada (BIF), do Complexo Bacaeri-Mogno, bandamento composicional // estratificação (S_0) preservado. Localidade Serraria a 17km a NW do Distrito de Colorado, AF-46 (584042/8854783).



Fotografia 2.3 – Bloco deslocado de metachert milonítico, encontrado ao longo da rodovia MT-225, AF-03 (584285/8882695).



Fotografia 2.2 – Formação ferrífera bandada (BIF), do Complexo Bacaeri-Mogno, exibindo dobra apertada assimétrica de plano-axial subhorizontalizada e paralela à estratificação (S_0). AF-46 (584042/8854783).



Fotografia 2.4 – Enclaves anfibolíticos do Complexo Bacaeri-Mogno em lentes sigmoidais dextrais englobados por gnaisses ortoderivados do Complexo Nova Monte Verde. AF-130 (598885/8849000).



Fotografia 2.5 – Pods metagabronoríticos em zona de cisalhamento contracional EW, 15 km a NW do Distrito de Colorado. AF-47 (588371/8855829).

melhados, argilosos e ricos em magnetita. São rochas cinza-esverdeadas escuras, estruturas homogêneas, isotrópicas a anisotrópicas e textura granular média.

Caracterizam-se por registrar fortes anomalias magnéticas observadas nas imagens aerogeofísicas.

Sua composição mineralógica básica é formada por ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda, plagioclásio, biotita e tremolita.

A associação clinopiroxênio + plagioclásio encontrada nesses metagabróides é indicativa de condições de baixa pressão (6 a 8kbar) e alta temperatura (700 a 800°C), segundo Green & Ringwood (1967) e Winkler (1977).

As reações texturais e associações paragenéticas, realçadas pelos termos petrográficos dessa unidade, caracterizam um ciclo metamórfico principal de fácies anfíbolito alto a granulito acompanhada por uma deformação essencialmente dúctil.

Durante o processo de granulitização, esse bloco passou por uma contínua ação de efeitos tectônicos compressivos, direcionados de sudoeste para nordeste, provocando a formação de um *underthrust* de direção WNW/ESE. Após o ciclo de granulitização, sob um regime transcorrente e transtrativo, houve um processo de descompressão associada a nova migmatização desse bloco, com inversão dos movimentos e sua ascendência progressiva rumo aos níveis da crosta superior, onde foi sucessivamente reequilibrado na fácies anfíbolito, xisto-verde, até sua exumação parcial.

A litoquímica da associação de rochas supracrustais mostra uma forte dispersão nos valores dos óxidos, principalmente o SiO₂ que varia de 59%

a 70%, influenciado em parte por enriquecimento secundário.

Esse agrupamento de rocha apresenta natureza peraluminosa, com índices A/KCN superiores a 1, refletindo seu conteúdo de minerais aluminosilicáticos.

Os percentuais de K₂O são geralmente superiores aos de Na₂O, sugerindo uma natureza pelítica, reunida a rochas sedimentares químicas (formação ferrífera bandada e *chert* carbonático), semelhante as rochas metassedimentares de fácies granulito do NW da Escócia (Drury, 1973).

Esses litótipos revelaram altas concentrações de elementos tipo HFS e LILE, com enriquecimento acentuado de Zr (451 ppm), Ba (1.400 ppm) e Th (50 ppm), (tabela 2.2), atestando sua condição sedimentar, com valores acima da média crustal estabelecida por Taylor & McLennan (1985).

A fusão parcial dessas rochas supracrustais, pelito-químicas e metavulcânica básica toleítica interstratificada foi responsável pela geração dos migmatitos do Complexo Nova Monte Verde (metatexitos e diatexitos), semelhantes aos granulitos do Complexo Granulítico Anápolis-Itaçu, em Goiás (Oliveira, 1997).

Os gnaisses sílico-aluminosos tipo kinzigito mostram um fracionamento de elementos terras-raras leves (ETRL) e depleção dos elementos terras-raras pesadas (ETRP), com uma pequena anomalia negativa de európio, (figura 2.7). Segundo Jakes & Taylor (1974) a depleção de Eu desenvolveu-se em

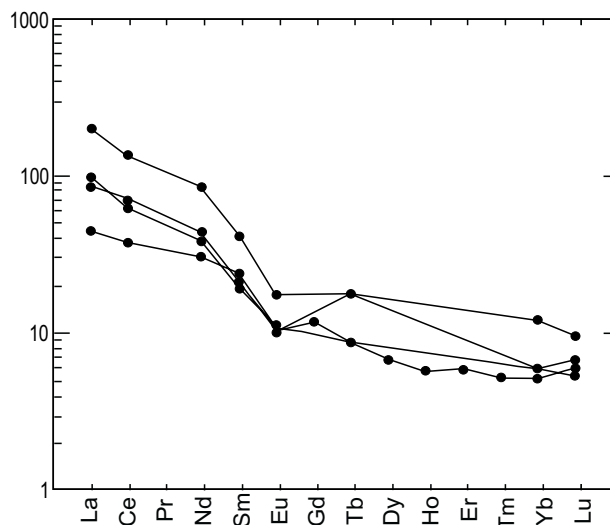


Figura 2.7 – Espectro de ETR de amostras de gnaisses sílico-aluminosos (kinzigitos), da associação de rochas supracrustais do Complexo Baciaeri-Mogno normalizados segundo o manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985).

função da proveniência dessas rochas metassedimentares de uma provável fonte de natureza calcioalcalina, ou de uma mistura reunindo rochas máficas e félsicas.

O padrão de terras-raras, normalizado ao manto primitivo, obtidos a partir de anfibolito, mostraram-se completamente depletados em elementos terras-raras leves (ETRL) e pesadas (ETRP) resultando uma curva subhorizontalizada (Figura 2.8), se-

melhante às estabelecidas para os toleitos arqueanos (TH₁) e modernos, tipo MORB (basaltos de fundo oceânico), segundo Condie (1981).

A análise e interpretação petroquímica das rochas plutônicas foram realizadas integralmente para todas as amostras disponíveis no projeto, incluindo desde metagabróides a anfibolitos.

Apesar dos resultados de apenas cinco análises químicas (tabela 2.3), esses litótipos revelaram-se

Tabela 2.2 – Análises químicas de elementos maiores, traços e terras-raras para o Complexo Bacaeri-Mogno (rochas supracrustais). Dados integrados do Projeto.

Amostra	PS-R-44	PS-R-145	PS-R-152	CC-R-99B	CC-R-235	CC-R-237
Elementos Maiores (% peso)						
SiO ₂	59,20	62,25	60,43	68,22	47,33	70,36
TiO ₂	0,53	0,83	0,95	0,12	1,75	0,63
Al ₂ O ₃	14,65	16,97	15,29	16,39	13,67	14,90
Fe ₂ O _{3t}	7,50	8,75	6,32	4,06	15,35	4,49
MnO	0,17	0,07	0,13	0,11	0,17	0,04
MgO	4,78	1,41	3,05	1,39	7,48	1,04
CaO	6,76	1,81	7,59	1,14	10,66	1,11
Na ₂ O	2,32	2,34	2,20	1,73	2,21	2,49
K ₂ O	2,22	4,62	2,86	3,88	0,42	3,73
P ₂ O ₅	0,15	0,09	0,36	0,07	0,10	0,03
Elementos Traços (ppm)						
Hf	7,70	16,00	7,60	11,00	2,40	12,00
Zr	277	448	279	389	82	451
Ti	3177	4976	5695	719	10491	3777
Y	54	31	31	46	32	26
Th	14,00	50,90	26,00	14,00	0	20,70
U	1	2	-	-	0,10	2,80
Elementos Terras-Raras (ppm)						
La	34	150	74	47,5	4,5	65,1
Ce	72	256	120	80	12,9	134,7
Nd	44	120	56	35	13,1	63,2
Sm	11,4	19,5	9,2	5,8	3,9	9,9
Eu	1,8	3,1	2	1,5	1,38	1,83
Gd	0	0	0	0	5,18	7,36
Tb	2	2	1	-1	0,86	1
Dy	0	0	0	0	6	5,22
Ho	0	0	0	0	1,26	0,98
Er	0	0	0	0	3,85	2,94
Tm	0	0	0	0	0,49	0,41
Yb	6	3	3	6	3,55	2,6
Lu	0,7	0,4	0,5	0,7	0,51	0,45

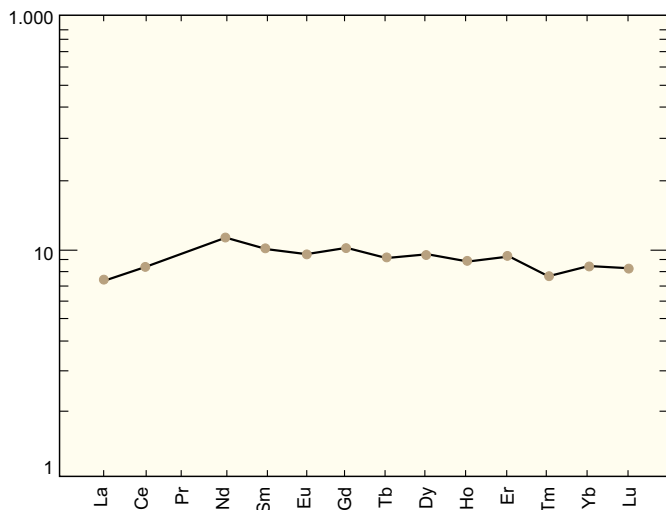


Figura 2.8 – Espectro de ETR da amostra CC-235 (opx-cpx anfibolito), da associação de rochas supra-crustais do Complexo Bacaeri-Mogno (PPbm), normalizado segundo o manto primitivo, Taylor & McLennan (1985).

empobrecidos em SiO₂ (46,41% a 49,92%), K₂O (0,09% a 0,37%) e Na₂O (0,09% a 1,17%) e enriquecidos em FeO (7,18% a 27,29%), Fe₂O₃ (1,41% a 5,35%), CaO (4,16% a 11,79%) e MgO (4,55% a 20,33%), em relação à média crustal estabelecida por Taylor (1965), tendo profundas afinidades toleíticas (figura 2.9), assemelhando-se aos pirobolitos de Tiree na Escócia (Drury, 1973), que são pobres em SiO₂ e ricos em ferro total.

Esses litótipos revelaram baixa concentração em Ba (77 a 358ppm), Sr (7 a 491ppm), La (8 a 27ppm) e Ce (14 a 55ppm).

O padrão terras-raras, normalizado ao manto primitivo, esboçado no diagrama (Figura 2.10), mostra um fracionamento de ETRL (elementos terras-raras leves) e uma depleção de ETRP (elementos terras-raras pesadas), com ausência de anomalia de európio, semelhante aos toleióitos de arcos modernos.

Os resultados geocronológicos Sm/Nd, obtidos por Pimentel (2001), em anfibolito desse complexo, revelaram uma idade isocrônica Sm/Nd de 2,24 Ga com $\epsilon_{Nd}(t)$ de 2,5, considerada a mais antiga da área e ligada a restos de uma seqüência vulcânica oceânica preservada em meio às rochas juvenis (Lacerda Filho *et al.*, 2001).

Na construção dessa isócrona foram utilizadas 5 amostras, cujos valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ variaram de 1,42 e 3,10 (tabela 2.4) indicando sua ligação com fontes mantélicas.

Datação U-Pb SHRIMP (Pimentel, 2001) em enderbito da Suíte Vitória aponta idade de 1,85 Ga e T_{DM} de 2,26 Ga, podendo significar uma idade referencial para o início do processo de subducção do Complexo Bacaeri-Mogno e formação do magmatismo do Arco Juruena.

Propõe-se ainda uma possível correspondência entre o Complexo Bacaeri-Mogno e o Grupo Jacareacanga. A idade Sm/Nd de 2,24 Ga e de 2,1 (2.098, 2.106 e 2.125 Ma) Ga encontradas por Santos *et al.* (2000) pelo método U/Pb, apresentam-se relativamente próximas.

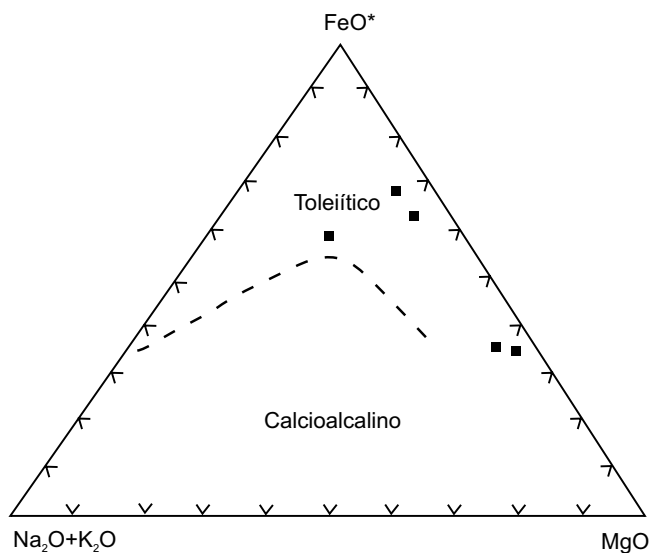


Figura 2.9 – Diagrama AFM aplicado a amostras de metagabróides do Complexo Bacaeri-Mogno (PPbm), Irvine & Baragar (1971).

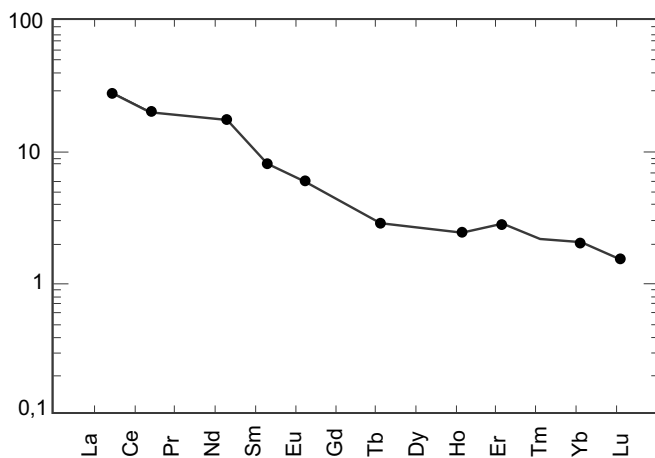


Figura 2.10 – Espectro de ETR metagabroíde (CC-98b) do Complexo Bacaeri-Mogno (PPbm), normalizados segundo o manto primitivo, (Taylor & McLennan, 1985).

Tabela 2.3 – Análises químicas de elementos maiores e terras-raras para o Complexo Bacaeri-Mogno (supracrustais vulcânicos e rochas plutônicas básicas). Dados integrados do projeto.

Amostras	CC-R-98a	CC-R-98b	CC-R-99a	JD-R-16	AF-47c
Elementos Maiores (%)					
SiO ₂	47,9	46,41	47,82	46,91	49,92
TiO ₂	1,68	2,11	0,4	0,11	0,92
Al ₂ O ₃	13,1	14,85	12,95	3,55	5,39
Fe ₂ O ₃	2,57	2,8	1,41	5,35	1,98
FeO	13,12	14,26	7,18	27,29	10,1
MnO	0,34	0,26	0,18	0,87	0,2
MgO	7,24	5,89	13,2	4,55	20,33
CaO	9,97	10,16	11,79	4,16	9,42
Na ₂ O	0,97	1,17	0,85	0,09	0,6
K ₂ O	0,23	0,16	0,37	0,09	0,34
P ₂ O ₅	0,2	0,41	0,06	0,23	0,27
Elementos-Traço (ppm)					
Hf	3,1	4,8	-	-	2,3
Zr	104	154	31	27	72
Ti	10072	12649	2398	659	5515
Y	25	26	9	-5	38
Th	-	-	0,7	3,2	0,4
U	-	-	-	1	0
Elementos Terras-Raras (ppm)					
La	11	27	8	12	13,6
Ce	23	55	14	27	36
Nd	18	39	-	13	37
Sm	4,7	7,9	1,9	2,7	8,7
Eu	1,6	2,5	0,6	1	1,53
Gd	0	0	0	0	8,35
Tb	1	1	-	-	1,23
Dy	0	0	0	0	7,22
Ho	0	0	0	0	1,51
Er	0	0	0	0	4,28
Tm	0	0	0	0	0,5
Yb	3	4	2	2	3,51
Lu	0,4	0,5	-0,2	0,3	0,5

Além da idade há evidências litológicas, estruturais, metamórficas, litoambiência e proximidade geográfica.

Ambas unidades são formadas por rochas supracrustais, constituídas pelos mesmos tipos litológicos, basaltos magnesianos oceânicos, anfibolitos, *chert*, *BIF*, quartzitos, formadoras de uma pre-

térita bacia ou crosta oceânica, Lacerda Filho *et al.* (2000) e Santos *et al.* (2000).

A semelhança de condições metamórficas de médio a alto grau e de posicionamento crustal que foram submetidas, encontrada nas duas unidades, sendo de fácies granulito a anfibolito superior no Complexo Bacaeri-Mogno e fácies xis-

Tabela 2.4 – Dados isotópicos, Sm/ Nd em anfibolitos da Folha Alta Floresta, Pimentel et al. (2001).

Amostra	Laboratório	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Sm ¹⁴⁷ /Nd ¹⁴⁴	Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴	ε _{Nd} (0)	ε _{Nd} (t)
CC-235	GHP-235	3197	9412	0,2053	0,512897±17	5,06	3,10
CC-235a	GHP-236	3207	9751	0,1988	0,512817±15	3,50	3,02
CC-235b	GHP-237	4885	16458	0,1794	0,512447±17	-3,73	1,42
CC-235c	GHP-238	3418	10093	0,2047	0,512876 ±36	4,64	2,82
CC-235E	GHP-240	478	15746	0,1835	0,512580±25	-1,12	1,89

tos-verdes a anfibolito superior no Grupo Jacareacanga, são muito comuns.

Apresentam efeitos deformacionais dúcteis com os mesmos elementos estruturais e com a mesma direção NE-SW, remanescentes de uma mesma fase deformacional pretérita, não visualizada em unidades mais jovens. Esta deformação é observada tanto nas rochas do Complexo Bacaeri-Mogno como nas rochas do Grupo Jacareacanga mapeadas pelo Projeto Tapajós nas folhas Vila Riozinho e Jacareacanga.

A hipótese é que esta crosta constituía possivelmente uma bacia oceânica única no Paleoproterozóico e que tenha se fragmentado em tempos diferentes, consumida por processos de subducção e gerado arcos sucessivamente amalgamados e colididos. Os restos envolvidos nestas orogêneses ocorrem hoje como pequenos testemunhos não digeridos em diversos arcos. A distância entre as duas unidades é cerca de 300km.

2.2.2 Suíte Intrusiva Juruena (PP_γ)

O termo Granito Juruena foi proposto por Silva *et al.* (1974), para caracterizar uma série de corpos graníticos remobilizados do Complexo Xingu, de idade pré-cambriana média e atribuídos ao Ciclo Transamazônico. Apesar de observá-los Silva *et al.* (1974) não os representaram nas cartas geológicas, embora afirmem que estes corpos são individualizáveis em imagens de radar e apresentam uma conformação elíptica ou fusiforme e orientação típica NW/SE.

Durante a execução do projeto na Folha Alta Floresta, Oliveira & Albuquerque (2003) redefiniram esta unidade como uma suíte de rochas graníticas formadas essencialmente de biotita granitos e monzogranitos porfiríticos a equigranulares, cinza-claros a cinza-rosados e não-magnéticos, geralmente desprovidos de enclaves máficos. São ro-

chas calcioalcalinas de médio a alto potássio, metaluminosas a peraluminosas, com quimismo e características mineralógicas compatíveis com granitos de arcos vulcânicos, similares às intrusões encontradas em margens continentais ativas.

Na Folha Ilha 24 de Maio as rochas da Suíte Intrusiva Juruena ocupam cerca de 6% da área e constituem um único batólito, disposto na direção NW-SE, no extremo-nordeste, com prolongamento para as folhas Alta Floresta e Vila Guarita.

Suas melhores exposições encontram-se ao longo da estrada MT-302, desde o rio Teles Pires, até cerca de 11km a norte da comunidade Del Rey.

Esta unidade aflora, em geral, sob a forma de grandes blocos do tipo *boulders* e campo de matações (fotografia 2.6) contrastando com a paisagem dominante, formada por relevo ora aplainado ora levemente ondulado e em geral com espessa camada de solo.

Em imagens aerogeofísicas os granitóides Juruena caracterizam-se por exibirem baixos valores



Fotografia 2.6 – Aspecto típico da forma e ocorrência dos granitos da Suíte Juruena, boulders métricos evidenciando homogeneidade estrutural e composicional. HG-104 (639100/8892804).

radiométricos nos canais de K, Th e U e contagem total, (figura 2.11).

Os contatos da Suíte Juruena com o Granito Nhandu e com a Suíte Paranaíta são geralmente intrusivos, às vezes tectônicos e localmente estão encobertos por espesso latossolo argilo-arenoso vermelho. O contato com o Granito São Pedro, via de regra, é tectônico e dá-se através de larga zona de cisalhamento transcorrente compressional/contracional de direção NW/SE.

Os tipos litológicos predominantessão biotita granitos a monzogranitos leucocráticos, cinza-claros a róseos, às vezes com manchas pretas ou verdes.

São corpos homogêneos a pouco heterogêneos (fotografia 2.7), anisótropos, com textura granular, grossa a média, maciços a localmente foliados.

Estruturas de fluxo magmático podem ser observadas e estão caracterizadas por alinhamentos sutis de pequenos cristais de K-feldspato, pequenos e raros enclaves, xenólitos e *clots* biotíticos.

A composição mineralógica essencial está caracterizada por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita. Os minerais acessórios são representados por titanita, apatita, zircão, opaco e, às vezes, por allanita. Epidoto + sericita + muscovita + argilominerais ± clorita somam alguns pontos percentuais e são produtos da alteração hidrotermal. O feldspato po-

tássico é pertítico, apresentando-se em cristais prismáticos, tabulares, subidiomórficos a xenomórficos e com geminação polissintética cruzada. O plagioclásio ocorre em cristais prismáticos, tabulares, idiomórficos a subidiomórficos, às vezes parcialmente saussuritizados e zonados. O quartzo é intersticial aos feldspatos, recristalizado, forma mosaicos de subgrãos, tangenciais ou imbricados entre si. A biotita é verde ou parda ou marrom, ocorre em agregados lamelares e muitas vezes está cloritizada e/ou muscovi-



Fotografia 2.7 – Biotita granito da Suíte Juruena, homogêneo, com enclave ou clots centimétricos ricos em biotita.

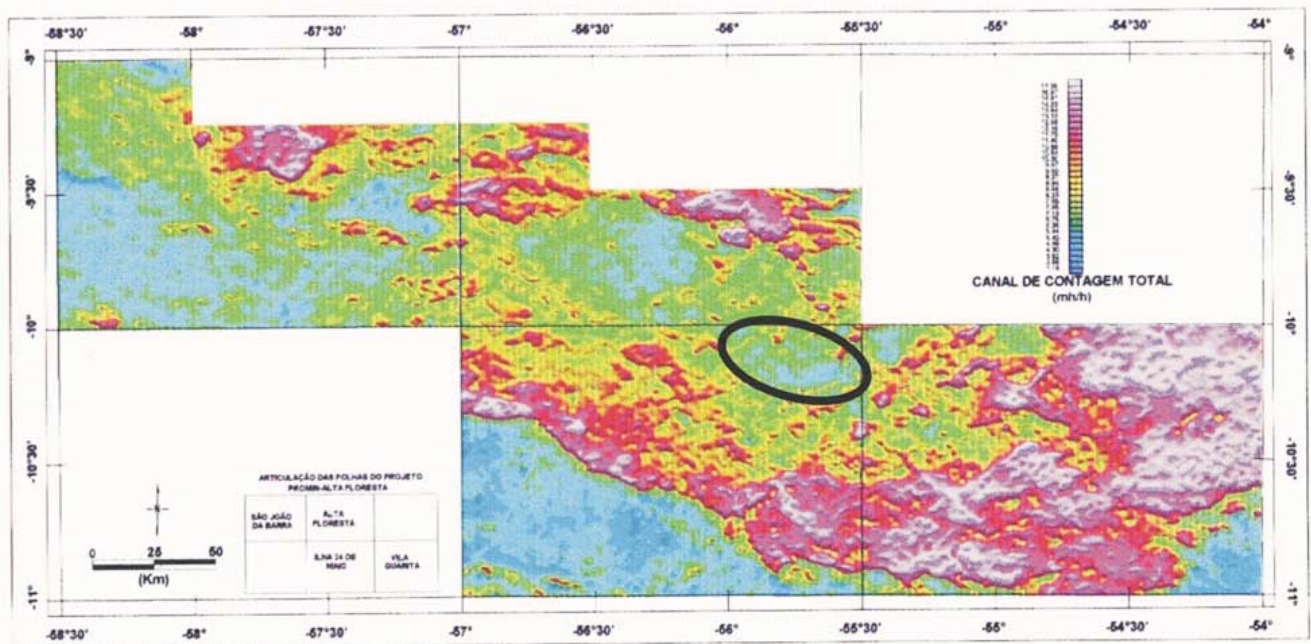


Figura 2.11 – Imagem radiométrica, (contagem total) da área do Projeto PROMIN Alta Floresta. Na Folha Ilha 24 de Maio (centro inferior), observam-se os baixos valores radiométricos, em matiz verde e azul, da PPj, extremo-NE da folha.

tizada. A allanita é subédrica e pode estar parcialmente metamictizada. Os opacos (hematita, ilmenita) com frequência são xenomórficos. A tabela 2.5 mostra a composição modal estimada para sete amostras representativas desta suíte.

Os processos deformacionais, quando presentes, são representados por zonas de cisalhamento de caráter rúptil a rúptil-dúctil, transcorrentes e confinadas, com espessura centimétrica a métrica, oriundas de nucleação de fraturas de cisalhamento conjugadas, desenvolvendo-se nestas filonitos a quartzo + sericita ± clorita ± epidoto.

Este processo de cisalhamento é responsável pela mudança progressiva na mineralogia, fábrica e microestruturas, permitindo a ocorrência de deformação cisalhante confinada, principalmente em heterogeneidades preexistentes, como fraturas.

As análises litoquímicas de um grupo de amostras da PP_{yj}, (tabela 2.6), apresentam os seguintes resultados: é constituída por rochas da série calcioalcalina, alto-K, metaluminosa a peraluminosa, com quimismo e características mineralógicas compatíveis com granitos de arcos vulcânicos similares às intrusões encontradas em margens continentais ativas, figura 2.12.

São rochas com conteúdo de SiO₂ oscilando entre 58 a 71%, de Al₂O₃ entre 11 a 16%, de CaO entre 0,78 a 5%, elevadas razões de alcalinidade (>1,6) e baixa razão Na₂O/K₂O, normalmente (<1).

Mostram enriquecimento em elementos: Ba (300 a 2.032ppm), Sr (84 a 698ppm), Rb (99-291ppm), La (32 a 190ppm) e Ce (72 a 227ppm), de elementos (HFS): Zr (189 a 517ppm), Hf (5,50 a 16ppm) e terras-raras leves (ETRL) e de um acentuado empobrecimento em terras-raras pesadas (ETRP), figura 2.13, semelhantes as suítes calcioalcalinas alto-K, definidas por Liégeois, *et al.* (1998) no NW da África, região de Tuareg.

Os dados geocronológicos ainda não se encontram disponíveis, mas dados indiretos a partir das relações de intrusão com a Suíte Paranaíta sugerem idades superiores a 1.810Ma e inferiores a 1.850Ma.

Dados geocronológicos em área adjacente à área do projeto, a norte e próxima à junção das folhas Alta Floresta, Ilha 24 de Maio e Vila Guarita, adquiridas pelo Projeto JICA/MMAJ (2000) indicam idade U-Pb de 1.848 ±17Ma, 1.817 ±57Ma e Pb-Pb de 1.823 ±35Ma.

Tabela 2.5 – Composição modal (%) de amostras da Suíte Intrusiva Juruena, Folha Ilha 24 de Maio.

Minerais	Amostras						
	HG-10B	HG-99A	HG-104	HG-106	HG-130A	HG-130B	HG-131
Quartzo	25	20	25	30	25	15	25
K-Feldspato	41	36	28	31	33	40	33
Plagioclásio	20	30	30	30	25	30	25
Biotita	05	05	03	03	05	05	05
Sericita	02	02	02	02	02	02	02
Epidoto	02	05	05	04	04	02	03
Clorita	02	-	02	02	01	01	01
Muscovita	01	01	03	02	02	02	03
Carbonato	01	TR	TR	TR	TR	TR	TR
Allanita	TR	-	-	TR	TR	TR	TR
Apatita	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR
Opacos	TR	01	01	TR	01	01	01
Titanita	TR	01	TR	TR	01	01	01
Zircão	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR
Argilominerais	01	01	01	01	01	01	01

Tabela 2.6 – Análises químicas de elementos maiores, traço e terras-raras para a Suíte Juruena. Dados integrados do projeto.

AMOSTRAS	PS-35	PS-108	PS-116	JD-09a	LM-106	CC264	CC-291
Elementos Maiores (% peso)							
SiO ₂	69,59	70,94	70,56	72,19	65,06	68,32	70,53
TiO ₂	0,54	0,31	0,57	0,30	0,63	0,27	0,26
Al ₂ O ₃	13,90	14,52	13,84	13,77	16,70	16,27	14,95
Fe ₂ O ₃	3,43	1,82	2,71	1,95	3,70	2,16	1,97
MnO	0,09	0,08	0,08	0,06	0,06	0,05	0,04
MgO	0,80	0,28	0,51	0,24	0,98	0,62	0,38
CaO	2,27	1,32	1,55	0,91	3,28	2,12	1,35
Na ₂ O	3,15	3,83	3,63	3,45	4,43	4,03	3,38
K ₂ O	4,72	5,24	4,80	5,76	3,38	4,37	5,43
P ₂ O ₅	0,19	0,10	0,21	0,12	0,31	0,06	0,05
P.F.	0,40	0,40	0,58	0,40	0,40	-	-
Total	99,08	98,84	99,04	99,15	98,93	98,27	98,34
Na ₂ O/K ₂ O	0,67	0,73	0,76	0,60	1,31	0,92	0,62
Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O)	1,77	1,60	1,64	1,76	2,17	1,94	1,70
Elementos-Traço (ppm)							
Rb	232	294	262	211	99	138	175
Sr	205	132	179	84	698	611	336
Ta	1,9	4,2	2,5	2,5	2,3	0,6	2,1
Ba	900	580	750	560	1.800	2.032	1.534
Y	73	128	164	65	23	20	20
Zr	463	327	361	456	488	230	267
Hf	13	11	10	13	14	5,5	7,9
Nb	20	32	27	26	9	9,5	15,3
Th	28	43	38	29	26	9,9	36
U	3	7	9	4	2	1	3,5
Elementos-Terras Raras (ppm)							
La	89	190	248	120	110	55,3	50,9
Ce	160	227	327	233	200	101,2	108,2
Nd	75	150	160	90	68	39,7	40,7
Eu	1,6	2	3,1	1	1,7	1,02	0,9
Sm	13,1	23,8	22,6	15	9	5,7	6,4
Gd	-	-	-	-	-	3,99	4,44
Tb	2	3	3	2	-	0,61	0,6
Dy	-	-	-	-	-	0,61	0,6
Ho	-	-	-	-	-	0,66	0,73
Er	-	-	-	-	-	2	2,18
Yb	8	14	16	5	2	2,17	2,37
Lu	1	1,8	2,2	0,7	0,3	0,27	0,34
Tm	-	-	-	-	-	0,26	0,34

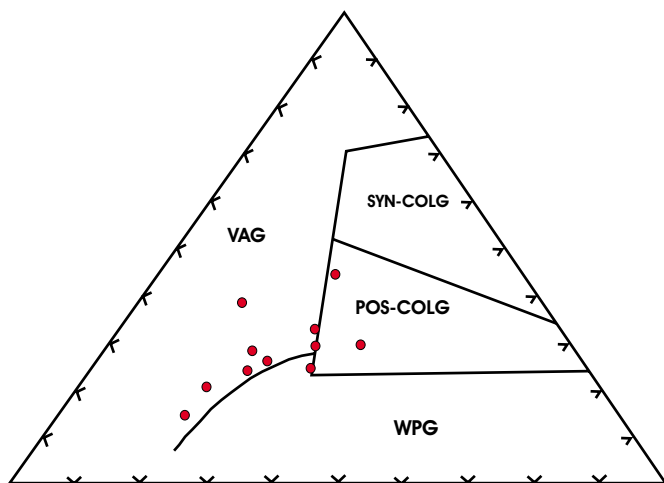


Figura 2.12 – Amostras da Suíte Intrusiva Juruena (PP γ j), Harris et al. (1986). Dados integrados do projeto.

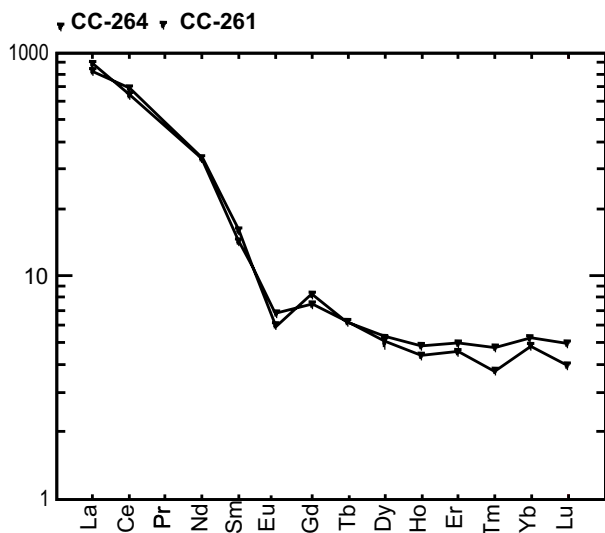


Figura 2.13 – Diagrama de ETR normalizados segundo o manto primitivo, Taylor & McLennan (1985), aplicado a amostras da Suíte Intrusiva Juruena (PP γ j).

2.2.3 Suíte Intrusiva Paranaíta (PP γ p)

Bittencourt Rosa *et al.* (1997) ao realizarem perfis geológicos na área de Paranaíta-Alta Floresta, propuseram a denominação informal de Granitóide Paranaíta para as rochas graníticas dessa região.

Oliveira & Albuquerque (2002) propuseram designar de Suíte Intrusiva Paranaíta os litótipos representados por granitos calcioalcalinos de médio a alto potássio, que constituem uma suíte expandi-

da da série monzonítica. São formados predominantemente por monzogranitos, quartzo-monzonitos, biotita granito, magnetita-biotita granito e enclaves de dioritos, microdioritos e quartzo-dioritos pórfiros.

São corpos com posicionamento crustal meso a epizonal, caracterizados por estrutura geralmente anisótropa e maciça, de estilo intrusivo forçado a permissivo, indicado pela presença de enclaves, foliação confinada.

Nesta folha apresenta ocorrência restrita à porção nordeste, nas cercanias do entroncamento das rodovias MT-320 e MT-208, constituindo um *stock* com aproximadamente 100 km² que adentra a Folha Alta Floresta e na parte noroeste, na fazenda Mogno, formando apófises e dois pequenos *stocks* alongados na direção EW.

As relações de contato são de intrusão nas supracrustais do Complexo Bacaeri-Mogno e na Suíte Intrusiva Juruena. Este contato é de difícil delimitação e está quase sempre encoberto por espesso latossolo argiloso.

Os afloramentos ocorrem na forma de lajedos ou mais comumente como grandes blocos arredondados.

Em cartas aerogeofísicas, estes granitóides geralmente respondem com acentuadas anomalias magnéticas, refletindo o alto conteúdo de magnetita presente. Nos mapas gamaespectrométricos revelam valores moderados no canal de K e baixos valores nos canais de Th e U. Em campo, obtêm-se dados cintilométricos com valores oscilando na faixa de 60 a 110cps.

As composições mineralógicas destes granitóides mostram uma variação composicional entre termos graníticos, quartzo-sieníticos e quartzo-monzoníticos.

As análises petrográficas dos litótipos revelam que estes *stocks* estão constituídos por biotita quartzo-monzonitos, biotita granitos, monzogranitos e biotita quartzo-sienitos.

São rochas cinza a cinza-rosadas, com tonalidades claras e pontuações verdes e pretas. Apresenta textura inequigranular média a grossa e porfirítica, com estrutura maciça, (fotografia 2.8), eventualmente foliada, produto de deformação confinada.

A fase mineral principal é formada por feldspato potássico e plagioclásio tanto fenocristais, como matriz, associados a quartzo e biotita.

O feldspato potássico é prismático-tabular, xenomórfico e às vezes pertítico. O plagioclásio aparece tabular como megacristais zonados com média de ± 1 cm, idiomórficos a subidiomórficos.



Fotografia 2.8 – Aspecto textural e estrutura maciça típica dos biotita granitos da Suíte Intrusiva Paranaíta. AF-27 (632351/8894265).



Fotografia 2.9 – Zonas de cisalhamento transcorrente com largura centimétrica, oriundas da nucleação de fraturas, em biotita granito da Suíte Intrusiva Paranaíta. JD-11 (629519/8888453).

O quartzo é geralmente azulado, xenomófico, forma mosaico de cristais fraturados, tangenciais ou imbricados entre si, exibe extinção ondulante e ocupa os interstícios dos feldspatos.

A biotita apresenta-se nas cores verde e parda e ocorre na forma de agregados lamelares em geral parcialmente transformados em clorita. Epidoto + clorita + sericita ± muscovita + argilominerais ± carbonatos são produtos secundários resultantes da alteração hidrotermal.

Os minerais acessórios acham-se representados por opacos (magnetita, ilmenita) + apatita + zircão ± allanita ± titanita.

Os minerais opacos, principalmente a magnetita, que ocorre disseminada, perfazem 1% do volume da rocha conferindo-lhes uma susceptibilidade magnética maior que 10 x 10 emu/g, limite para o enquadramento desses litótipos como granitos a magnetita, segundo Ishihara (1981).

As rochas mostram textura porfirítica e estrutura isótropa, interrompida apenas por uma deformação rúptil-dúctil confinada, caracterizada por zonas de cisalhamento transcorrente com largura centimétrica a métrica, oriundas da nucleação de fraturas preexistentes, com a formação de filonitos (quartzo + sericita+clorita) em função do “amolecimento” de granito provocado por soluções hidrotermais, (fotografia 2.9).

A tabela 2.7 mostra a composição modal estimada de sete litótipos da PPγp.

Maniar & Piccoli (1989), em estudos mineralógicos, sugerem uma classificação dos tipos graníticos e seu posicionamento em relação ao ambiente tectônico.

Segundo estes autores, uma mineralogia semelhante à apresentada pelas rochas da Suíte Paranaíta, é compatível com granitos orogênicos. A presença de dois feldspatos, com os tipos pertíticos em menor proporção ou em quantidades semelhantes aos plagioclásios, é indicativa de granitoides gerados em arcos-de-ilha ou em arcos continentais.

Somam-se às características citadas, a composição das pertitas próximas a ortoclásio >75%, ocorrência de biotita, epidoto e hornblenda, observada nas amostras desta suíte na Folha Alta Floresta.

Os dados litoquímicos integrados da unidade na área do projeto caracterizaram esta suíte como pertencente à série calcioalcalina (figura 2.14), de médio a alto potássio (figura 2.15), metaluminosa a pouco peraluminosa, com quimismo compatível aos granitos de arcos vulcânicos, e similares às intrusões calcioalcalinas encontradas em margens continentais ativas, tipo as séries monzoníticas da Patagônia (Lameyre, 1987; Rapela & Pankhurst, 1996).

Apresentam valores de SiO₂ na faixa de 56% e 73%, Al₂O₃ entre 14% e 18%, de CaO entre 1,5% e 4,70%, elevadas razões MgO/TiO₂, geralmente (>2,1) e K₂O/Na₂O (>1), indicando que são granitos pouco evoluídos, mas com contaminação crustal. O enriquecimento de Ba (1.100ppm) e Sr (440ppm), valores moderados de Zr (373ppm) e Rb (91 a 245ppm) e baixos conteúdos de Nb (19ppm), Y (40ppm) e Ta (1,60ppm), valores na tabela 2.8, somam-se as mesmas características.

Os padrões de terras-raras, em relação ao condrito, mostram elevado enriquecimento em ETRL e

Tabela 2.7 – Composição modal estimada (%) de amostras da Suíte Intrusiva Paranaíta, Folha Ilha 24 de Maio. epidoto e hornblenda, observada nas amostras desta suíte na Folha Alta Floresta.

MINERAIS	AMOSTRAS						
	AF-27	FB-15	HG-129A	HG-129B	JD-10	JD-11A	JD-11C
Quartzo	20	15	18	25	15	15	25
K-Feldspato	30	36	30	30	46	35	32
Plagioclásio	27	35	35	26	15	36	25
Biotita	05	05	05	05	10	05	08
Sericita	02	01	02	02	02	02	02
Epidoto	05	04	02	05	05	05	03
Clorita	02	TR	02	02	TR	TR	01
Muscovita	-	-	02	02	02	-	01
Carbonato	-	TR	TR	TR	-	TR	TR
Argilominerais	01	01	01	01	02	01	02
Allanita	TR	-	01	-	-	-	TR
Apatita	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR
Opacos	01	01	01	01	02	TR	01
Titanita	TR	02	01	01	03	01	-
Zircão	TR	TR	TR	TR	TR	TR	TR

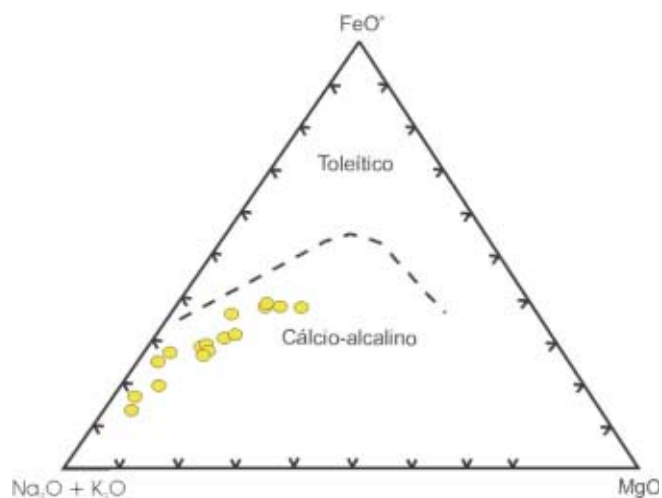


Figura 2.14 – Diagrama AFM discriminante dos campos calcioalcalino e toleítico, Irvine & Baragar (1971).

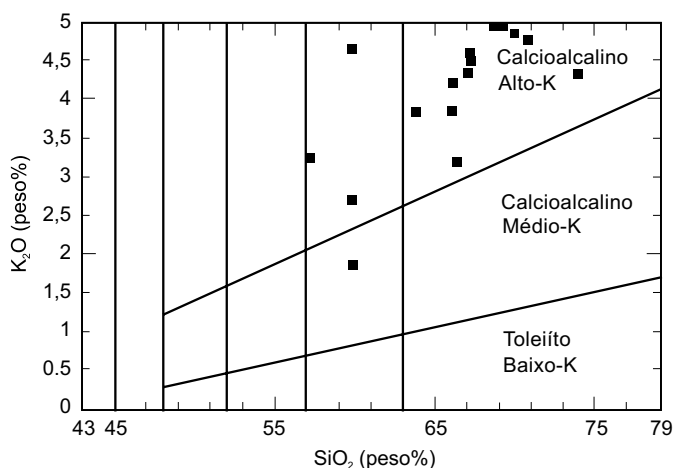


Figura 2.15 – Gráfico $K_2O \times SiO_2$ de Le Maitre (1989).

menor em ETRP, são fortemente fracionados (La/Yb) e com anomalia negativa de Eu, (figura 2.16).

Todavia três amostras apresentaram alguns parâmetros ligeiramente destoantes da caracterização litogeoquímica proposta. A relação MgO/TiO_2 é inferior (1,1 a 1,7), os valores de Nb são maiores (20ppm a 57ppm), o teor em Ba (460ppm a 940ppm) e em Sr (91ppm a 318ppm) são menores.

O enriquecimento em K, Ba, Rb e Th e terras-raras leves (LHEE) sugere uma íntima relação entre a fusão da crosta litosférica em íntima associação com uma cunha do manto litosférico subcontinental, posicionado numa zona distal da zona de sutura (Oliveira & Albuquerque, 2002).

Pelo diagrama de Harris *et al.* (1986), (figura 2.17), tendo como parâmetros $Hf \times Rb/30 \times 3 Ta$, os granitóides da Suíte Paranaíta localizam-se no campo de

Tabela 2.8 – Resultados químicos de amostras da Suíte Paranaíba. Dados integrados do projeto.

AMOSTRAS	CC-1	CC-2C	CC-13	CC-14*	CC-22A	CC-22D	CC-113A	CC-113B	CC-113B	CC-13	CC-117A	CC-118	CC-108	CC-123	CC-145	CC-156C	CC-155	CC-210	PS-65	PS-67	PS-68	JD11a	JD10
Elementos Maiores (%)																							
SiO ₂	65,08	65,71	64,42	58,13	69,42	58,82	56,00	65,80	64,30	63,68	67,16	63,71	72,51	68,57	69,92	63,07	58,86	67,57	67,89	64,34	66,34	67,76	66,70
TiO ₂	0,53	0,59	0,60	0,94	0,43	0,84	0,88	0,57	0,64	0,61	0,58	0,84	0,21	0,57	0,51	0,79	0,88	0,65	0,54	0,79	0,54	0,35	0,61
Al ₂ O ₃	16,47	15,28	15,15	15,48	15,02	18,60	16,80	15,37	15,38	15,14	14,60	16,53	14,35	15,22	14,02	14,78	16,84	15,57	15,13	14,83	14,89	15,8	14,88
Fe ₂ O ₃	3,79	4,19	4,18	7,47	2,00	5,28	7,42	4,02	4,38	1,68	3,85	4,30	1,44	2,58	3,26	5,72	7,14	3,54	3,24	5,46	3,95	2,34	3,9
MnO	0,08	0,10	0,12	0,22	0,04	0,09	0,27	0,10	0,07	0,09	0,10	0,14	0,09	0,11	0,09	0,09	0,22	0,11	0,09	0,14	0,10	0,06	0,08
MgO	1,15	1,33	1,90	2,76	0,42	1,42	3,94	1,45	1,72	0,00	1,36	1,56	0,47	0,78	0,42	0,00	3,03	0,56	0,89	1,16	1,14	0,59	0,67
CaO	3,75	3,38	3,64	4,71	2,46	6,13	6,00	3,08	3,35	3,65	2,62	2,78	1,65	1,97	1,69	3,44	4,71	1,97	2,02	2,8	2,20	2,17	2,19
Na ₂ O	4,33	2,68	3,25	3,48	3,69	5,13	3,97	3,40	3,30	3,13	3,12	3,46	3,47	3,86	3,11	2,83	4,67	3,13	3,84	3,89	3,71	4,94	4,00
K ₂ O	3,13	4,29	4,29	4,56	4,69	1,84	3,20	4,53	4,63	3,30	4,87	3,73	4,26	4,79	5,17	4,82	2,67	4,85	5,03	4,04	4,57	3,98	4,49
P ₂ O ₅	0,33	0,38	0,26	0,53	0,34	0,78	0,46	0,30	0,37	0,26	0,26	0,12	0,09	0,23	0,15	0,48	0,41	0,18	0,21	0,24	0,16	0,18	0,33
P.F.	0,27	0,31	0,00	0,58	0,36	0,36	1,11	0,54	0,54	0,00	0,67	1,99	0,36	0,45	0,40	0,00	0,50	0,22	0,4	1,02	0,9	0,40	0,54
Total	98,91	98,12	97,44	98,86	98,87	99,29	100	99,08	98,14	94,54	99,19	99,16	98,90	99,13	98,74	96,02	99,93	98,25	99,28	98,71	98,50	98,57	98,36
MgO/TiO ₂	2,17	2,25	3,17	2,94	0,98	1,69	4,48	2,54	2,68	-	2,34	1,86	2,23	1,37	0,82	-	3,44	0,86	1,65	1,47	2,11	1,69	1,10
K ₂ O/Na ₂ O	0,72	1,60	1,32	0,74	1,27	0,35	0,80	1,33	1,40	1,05	1,56	1,08	1,23	1,24	1,66	1,70	0,57	1,55	1,31	1,04	1,23	0,80	1,12
Elementos-Traço (ppm)																							
Rb	106	140	194	215	157	91	174	185	176	0	200	223	185	183	189	0	186	189	192	211	223	109	247
Sr	769	435	491	351	325	675	471	465	514	534	400	481	478	372	147	472	432	153	455	335	326	318	184
Y	38	34	37	43	23	33	23	31	33	34	35	40	34	51	59	57	39	86	68	68	80	39	80
Zr	486	309	303	315	481	1098	145	319	401	314	275	358	238	342	702	590	198	580	531	959	576	276	576
Nb	6	17	17	16	2,00	9	10	10	15,8	19,6	16	32	27	34	21	25,70	12,00	34	25	13	24	20	57
Ba	2,300	1,200	960	580	1,300	1,300	660	1,100	1,082	-	890	780	1,200	850	1,600	-	500	1,100	1,200	1,900	1,300	940	890
Th	13	27	23	17	25	17	11	18	18,3	17,9	19	36	26	32	30	26,20	11	41	42	21	33	10	33
U	1	1	4	6	5	5	3	3	5,40	5,90	6	8	12	16	3	12,30	6	5	5	3	4		4
Ta	1	1,40	1,20	1,00	1,60	1,10	1,10	1,40	1,50	1,20	1,60	3,10	1,4	2,40	1,80	8,20	1,20	2,70	1,7	1,9	1,6	1,1	6,2
Hf	10	8,90	8,60	8,80	12,00	29,00	4,00	7,90	10,60	7,80	7,50	10	5,6	8,90	22	14,90	6,20	15	14	21	14	8,1	14
Cu	-	-	-	-	-	-	-	49	-	14	-	-	-	-	-	7	-	-	-	-	-	-	-
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10	-	-	-	-	-	198	-	-	-	-	-	-	-
Zn	100	100	100	110	100	100	110	100	64	70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	110	-	100	-
Elementos Terras-Raras (ppm)																							
La	130	100	62	87	90	99	47	69	68,20	17,90	81	81	72	96	66	80,40	73	160	140	81	95	55	95
Ce	140	160	110	130	150	150	92	110,00	129,4	116,10	130	231	120	160	110	171,10	120	266	221	200	140	110	140
Nd	85	65	50	69	63	62	51	47	49,5	49,1	56	75	57	81	59	77,20	54	140	90	82	72	49	72
Sm	10,70	9,30	7,70	10,40	8,30	7,80	8,40	6,70	7,90	8,50	8,20	12,20	12,20	12,20	11,30	12,00	8,20	22,40	12,21	14,3	11	10,5	11
Eu	2,30	1,7	1,50	2,10	1,70	2,80	1,70	1,40	1,53	1,52	1,40	1,80	1,50	1,80	2,50	1,93	1,70	2,80	1,8	3	1,7	1,1	1,7
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	5,97	7,14	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	5,19	5,78	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	1,24	1,26	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	3,61	3,98	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	3	3	4	4	2	3	3	3	3,81	3,92	4	7	3	6	7	6,49	5	10	5	7	6	3	6
Lu	0,30	0,40	0,30	0,50	0,30	0,50	0,50	0,50	0,64	0,63	0,50	0,80	0,40	0,70	1,00	1,04	0,60	1,20	0,7	1	0,8	0,3	0,8
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	0,49	0,53	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

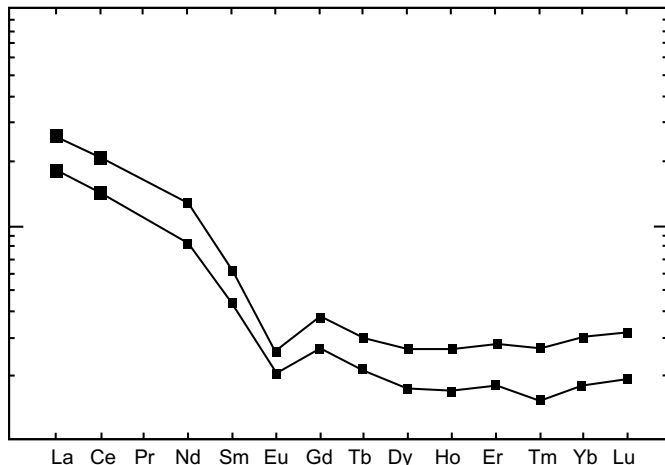


Figura 2.16 – Distribuição dos elementos terras-raras de duas amostras representativas da Suíte Paranaíta.

arco vulcânico (grupo I) e apenas 2 amostras situando no campo pós-colisional (grupo III). Harris *et al.* (*op. cit.*) consideraram a colisão de placas um evento dinâmico, evoluindo desde estágio inicial de subducção de uma litosfera oceânica até um período de litosfera continental estabilizada, razão pela qual pode existir mais de uma região fonte para os magmas colisionais, havendo geralmente a sobreposição entre as assinaturas geoquímicas dos ambientes tectônicos.

Portanto, as intrusões do grupo I (arco vulcânico) e III (pós-colisional) apresentam similaridades geoquímicas. O magmatismo pós-colisional forma suítes calcioalcalinas similares às de arco vulcânico, a partir de uma cunha do manto enriquecido em elementos LIL em conexão com uma litosfera oceânica subductada, modificada por contaminação com líquidos da crosta inferior.

Os litótipos da Suíte Paranaíta recobrem o campo dos granitóides orogênicos de arco continental (CAG) Maniar & Piccoli (1989), (figura 2.18), com característica calcioalcalina de alto potássio, metaluminosa a levemente peraluminosa, contendo biotita e hornblenda com minerais específicos (Barbarian, 1997), podendo classificá-los como híbridos de origem mantélica, com leve contaminação crustal, posicionados em uma zona transicional.

Dados geocronológicos U/Pb obtidos em rochas graníticas da Folha Alta Floresta revelaram idades de $1.793 \pm 6\text{Ma}$, (Santos, 2000), $1.803 \pm 16\text{Ma}$, $1.801 \pm 7,8\text{Ma}$, $1.816 \pm 57\text{Ma}$ e $1.819 \pm 16\text{Ma}$ (JICA/MMAJ, 2000).

Análises isotópicas Sm/Nd, feitas no granito porfirítico da pedreira de Alta Floresta, revelaram razões $\text{Sm}^{147}/\text{Nd}^{144}$ 0,1121 e $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ $0,511584 \pm 13$

(1λ) e idade-modelo TDM de 2.221Ma, com ϵ_{Nd} (T) de -1,25 (Pimentel, 2000).

A potencialidade metalogenética da Suíte Paranaíta pode ser demonstrada pela ocorrência de garimpos de Au secundário nas proximidades das intrusões. A concentração elevada da fácies oxidada, rica em magnetita demonstra um magma granítico hidratado com alta taxa de fugacidade de oxigênio, com características metalogenéticas ricas em sulfeto e Au.

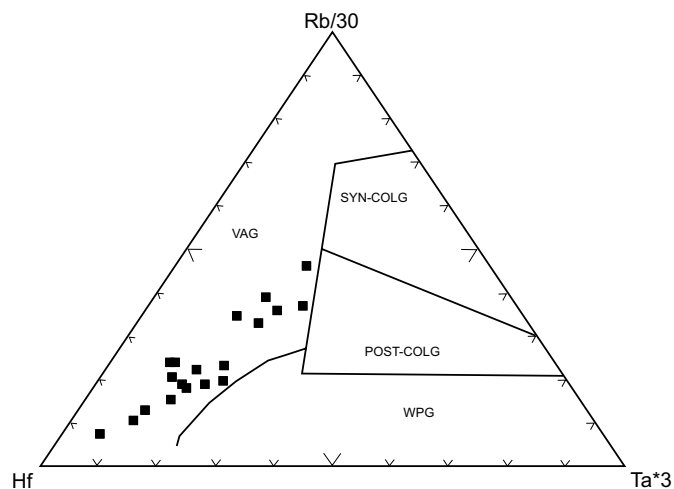


Figura 2.17 – Diagrama de posicionamento tectônico de Harris (1986). Suíte Paranaíta discriminada como granitos de arco vulcânico.

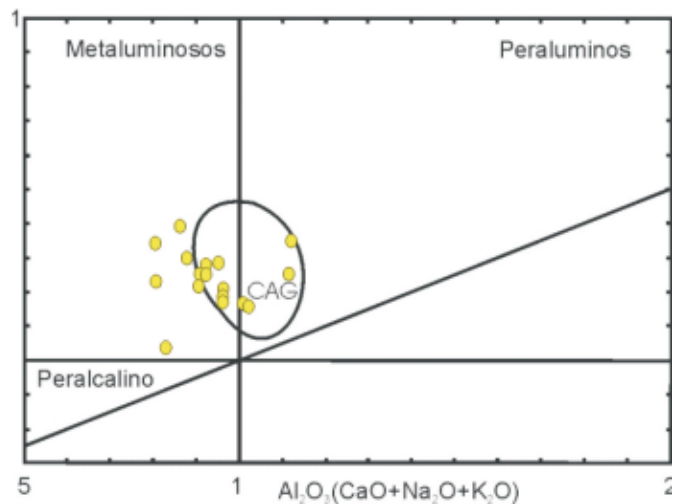


Figura 2.18 – Índice de Shand, modificado por Maniar & Piccoli (1989). Discriminante de rochas de plutônicas de arco continental.

2.2.4 Suíte Colíder (PP α c)

Oliveira & Leonardos (1940) caracterizaram de Série Uatumã um extensivo vulcanismo ácido anorogênico pré-cambriano ocorrido no Cráton Amazônico. Forman *et al.* (1972) na região do rio Iriri, acrescentaram à unidade o Granito Teles Pires, passando a designar o conjunto plutovulcânico de Grupo Uatumã.

Silva *et al.* (1980) denominaram de Formação Iriri um conjunto de rochas vulcânicas ácidas a intermediárias no mapeamento da Folha Juruena (SC.21).

Desde então, as rochas vulcânicas e vulcano-clásticas ácidas a intermediárias distribuídas na área foram sempre invariavelmente vinculadas ao vulcanismo ácido pertencente ao Grupo Iriri, em virtude da perfeita identidade litológica a ambiental com as cartografadas na Província Tapajós por Klein, *et al.* (2000), onde foram caracterizados derrames de vulcanismo ácido, relacionado ao magmatismo Uatumã, formado por riolitos e dacitos (Formação Salustiano) e uma associação de rochas vulcanoclásticas (Formação Aruri) com afinidade calcioalcalina e vinculadas ao granito da Suíte Maloquinha.

A extensiva distribuição de rochas vulcânicas neste cráton, com idades, ambientes, metalogênese e estruturas distintas, permite vincular sua evolução a arcos magmáticos, temporal e espacialmente diferenciados, aglutinados entre si e com idades sucessivamente mais jovens em direção sudoeste, abandonando deste modo o modelo de derrame fissural continental, estendido indiscriminadamente a toda Plataforma Amazônica.

Neste contexto, a faixa de rochas principalmente subvulcânicas e secundariamente vulcânicas, ora em estudo, apresenta-se ligada à evolução do Arco Plutovulcânico Juruena erigido entre 1,85Ga e 1,75Ga.

Constituem uma unidade litodêmica, com os termos ígneos de afinidade calcioalcalina e composição ácida a intermediária, denominada aqui de Suíte Colíder, de idade U-Pb situada em torno de 1.800 Ma e evolução intimamente relacionada com as suítes graníticas calcioalcalinas alto-K (Juruena / Paranaíta / Nhandu).

Sendo, portanto, mais jovens que as vulcânicas do Grupo Iriri na área tipo onde exibem idades Pb-Pb entre 1.877Ma (Vasquez, 1998).

A Suíte Colíder é constituída principalmente por intrusões rasas e lavas ácidas a intermediárias, com freqüentes fluxos piroclásticos interdigitados e

intercalações de depósitos epiclásticos, tendo como seção tipo os arredores da cidade de Colíder, na Folha Vila Guarita.

Ocorre associado às lavas e fluxos uma fácies transicional, representada por rochas subvulcânicas e formada por intrusões muito rasas, epizonais, de microgranitos, microquartzo-monzonitos e micro-monzonitos, encimadas, às vezes por granófiros, riolitos, riodacitos e dacitos pórfiros, situados em zonas apicais, destituídos de textura de fluxo, sem evidências de derrames, formando extensos pacotes homogêneos distribuídos principalmente entre a borda sul da Serra do Cachimbo e o rio Teles Pires.

Nesta folha sua área de ocorrência é restrita e soma cerca de 125 km², localizada em seu extremo-sudeste. Seu relevo é representado, em grande parte, por formas tabulares francamente dissecadas, com altitudes quase sempre inferiores as das chapadas sedimentares adjacentes.

A unidade está recoberta em discordância pelas rochas sedimentares da Formação Dardanelos. O contato com a Suíte Intrusiva Nova Canaã e com o Granito São Pedro, em geral, está encoberto por espessa camada de solo argiloso e quando observado é tectônico e dá-se através de falha ou zona de cisalhamento. As litologias representadas na folha são riolitos, riodacitos, brechas vulcânicas e aglomerados vulcânicos.

Nas imagens aerogeofísicas a PP α c é caracterizada por altas a moderadas anomalias positivas nos canais de tório e potássio. Em campo, as leituras cintilométricas situam-se na faixa de 50-100cps.

Os riolitos e riodacitos são rochas leucocráticas de coloração rósea-avermelhada, inequigranulares, fina a média, com texturas porfírica a microporfírica, matriz microgranular ou granular fina a muito fina e de estrutura maciça a subfoliada.

Constitui-se de K-feldspato (40% a 60%) com elevado percentual de fenocristais em relação à matriz, geralmente pertíticos. Quartzo (20% a 40%) constitui matriz microgranular, em mosaicos cripto a microcristalinos, e por vezes ocorre em agregados de cristais estirados, ora imbricados, ora tangenciais entre si, formando leitões e lentes intersticiais aos agregados de feldspatos. Plagioclásio (15% a 20%) ocorre na matriz e poucos como fenocristais. Biotita, opacos, apatita, zircão, titanita, fluorita formam a mineralogia acessória. Clorita, epidoto, sericita, carbonato e argilo-minerais são produtos de alteração hidrotermal.

Aglomerados e brechas são rochas cinza, de coloração amarelada a esverdeada-escura, matriz fina a grossa com fragmentos angulosos subcentimétricos

cos a centimétricos ou não de minerais e rochas, cimentados por quartzo microcristalino. Apresentam estrutura brechóide, às vezes orientada.

Vulcânicas e vulcano-clásticas, apresentam zonas ou falhas de cisalhamento restritas e confinadas, de caráter rúptil-dúctil a rúptil, gerando uma foliação incipiente ou fraturas. Estas zonas geralmente são acompanhadas por intensa alteração hidrotermal, modificando totalmente a mineralogia original da rocha, tornando-a maciça e de textura muito fina.

Em termos litoquímicos, as rochas dessa suíte apresentam características calcioalcalina alto-K (figuras 2.19 e 2.20), metaluminosa a peraluminosa, compatíveis com os padrões dos granitos das suítes Juruena, Paranaíta e Granito Nhandu).

Nos diagramas multielementares normalizados pelo manto primitivo, acham-se registradas acentuadas anomalias negativas de Nb, Sr, Ti, Sm e Eu, ausência de anomalias Y e Yb e aumento dos valores de Rb, Th e U (figura 2.21).

Foram obtidos enriquecimentos sensíveis dos elementos La, Ce, litófilos (LIL) Rb e Ba, elementos HFS como Zr, Hf e ETRL (terras-raras leves) com pronunciada depleção em ETRP (terras-raras pesadas).

Padrões e concentrações semelhantes aos granitos da Suíte Paranaíta e Granito Nhandu, estabelecendo desse modo uma cogeneticidade desse plutovulcanismo, responsáveis pela geração do Arco Juruena.

Em dezenas de afloramentos mapeados e amostras coletadas, não foram identificadas rochas ba-

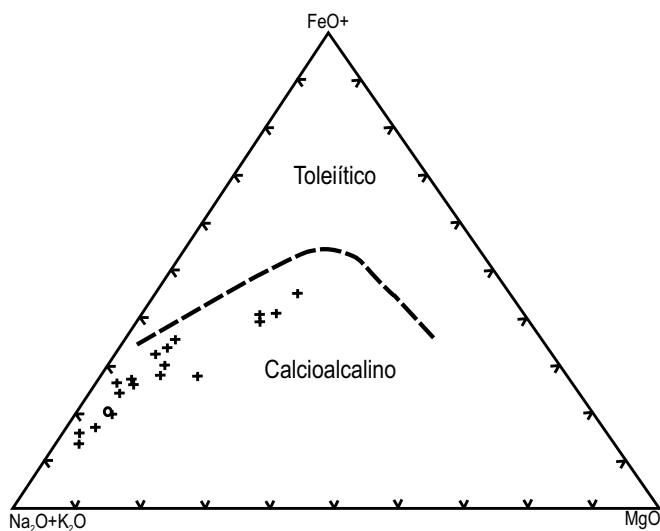


Figura 2.19 – Diagrama AFM discriminante dos campos calcioalcalino e toleítico para a Suíte Colíder (Irvine & Baragar, 1971).

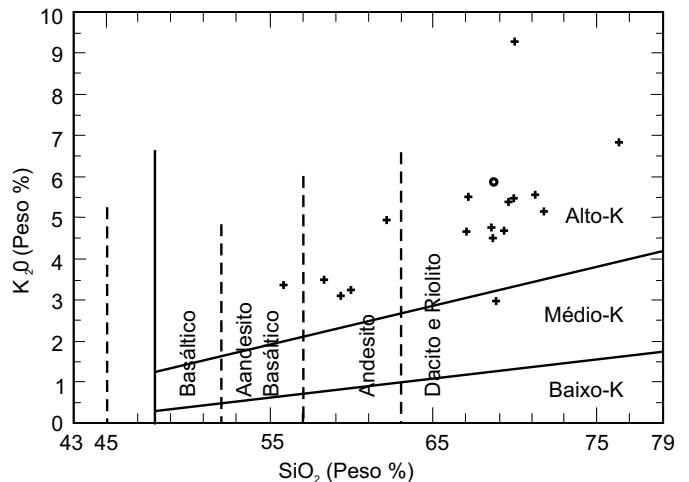


Figura 2.20 – Gráfico $K_2O \times SiO$ Rickwood (1989), modificado de Le Maitre (1989), evidenciando a natureza intermediária a ácida e alto-K da Suíte Colíder.

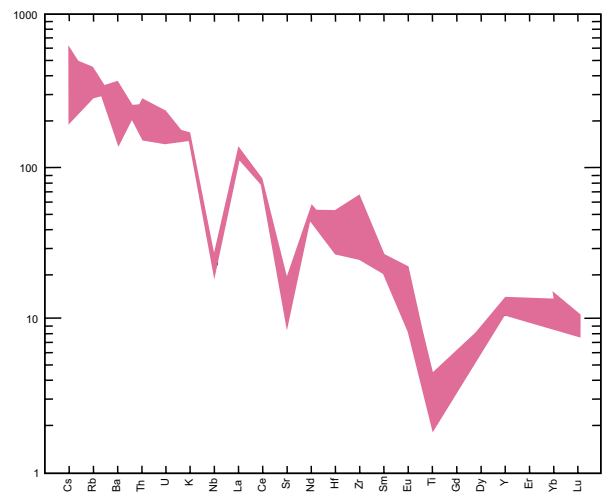


Figura 2.21 – Diagrama multielementar normalizado pelo manto primitivo (Taylor & McLennan, 1989 para a Suíte Colíder).

sálticas, bem como grande parte das amostras laminadas e descritas pela petrografia não as identificou somente como derrames e sim com um conjunto de rochas em sua maioria de posicionamento hi-poabissal.

Das 20 amostras analisadas quimicamente (tabela 2.9) nos diversos litótipos da Suíte Colíder, nenhuma demonstrou afinidade toleítica. Embora haja trabalhos com referência à bimodalidade composicional destas rochas, nenhuma evidência direta ou indireta foi encontrada.

Em função dos dados coligidos pelo projeto, pelo conjunto de associações litológicas encontradas, evolução deformacional da área, além dos da-

Tabela 2.9 – Resultados químicos das amostras da Suíte Colíder, folhas Vila Guarita, São João da Barra, Alta Floresta e Ilha 24 de Maio.

Amostras	GM-62	CC-218a	PS-73	PS-75	CC-229	CC-198b	CC-205b	CC-179a	HG-66a	GM-17b	GM-57e	GM-62	GM-69a	GM-78	GM-83	GM-97	LM-116	GM-118	GM-69a
Elementos Maiores (%)																			
SiO ₂	68,58	60,63	69,37	64,69	67,63	65,28	68,66	69,89	67,12	55,96	53,70	68,58	57,19	64,42	66,74	67,97	71,05	67,66	57,21
TiO ₂	0,49	0,65	0,60	0,77	0,83	0,69	0,58	0,33	0,48	0,89	0,91	0,49	1,00	0,76	0,69	0,62	0,44	0,50	0,99
Al ₂ O ₃	16,04	18,40	12,52	13,68	14,81	13,73	14,92	13,79	15,82	15,22	17,31	16,04	15,87	14,98	15,52	15,15	14,52	15,06	16,01
Fe ₂ O _{3tot}	1,85	5,37	5,24	5,24	3,70	4,36	3,53	2,42	2,96	8,28	7,73	1,85	7,84	4,68	3,34	3,85	2,30	3,7	8,0
MnO	0,07	0,13	0,15	0,14	0,10	0,16	0,11	0,10	0,11	0,24	0,16	0,07	0,16	0,11	0,09	0,03	0,05	0,05	0,12
MgO	0,41	1,58	1,04	1,01	0,62	0,71	0,68	0,60	0,60	3,67	3,56	0,41	3,23	1,19	0,55	0,37	0,51	1,80	3,57
CaO	1,02	0,38	1,27	2,97	1,60	3,00	1,63	1,84	1,05	4,24	6,81	1,02	4,45	1,31	1,73	0,18	0,75	3,01	4,93
Na ₂ O	4,77	5,91	2,11	3,71	3,78	2,82	2,89	3,47	3,98	2,23	3,13	4,77	3,99	3,15	4,33	0,16	4,42	3,85	4,11
K ₂ O	5,31	4,82	5,39	4,49	4,56	4,53	5,34	4,66	5,73	3,03	3,24	5,31	3,01	5,30	4,39	8,99	5,09	2,95	3,43
P ₂ O ₅	0,14	0,11	0,18	0,27	0,22	0,30	0,17	0,11	0,13	0,26	0,31	0,14	0,35	0,41	0,16	0,11	0,07	0,08	0,37
P.F.	0,53	1,12	1,27	2,24	1,30	3,13	1,16	2,11	1,26	4,85	2,21	0,53	1,57	2,59	1,04	1,71	0	0	0
Total	99,21	99,10	99,14	99,21	99,15	98,71	99,67												
Elementos-Traço (ppm)																			
Rb	189	640	296	164	148	171	246	213	140	116	115	189	112	-	155	160	210	132	113
Sr	172	141	140	132	348	154	222	206	181	480	844	172	677	-	371	46	137	326	795
Ba	1.100	800	1.300	1.200	1.900	2.200	1.500	800	910	770	1.700	1.100	1.200	1.400	1.900	530	2.340	843	1.248
Zr	391	309	532	532	296	624	407	232	866	177	171	391	201	-	374	945	260	136	167
Nb	39	30	17	21	15	11	15	14	19	9	9	39	11	-	19	30	15,7	12	11,5
Y	49	49	53	75	43	51	56	40	33	20	22	49	27	-	36	89	31	12	26
Th	23	26	24	22	13	16	22	24	14	8,6	6	23	10	14	13	12	18	16,1	10,7
U	3	10	4	3	3	3	4	5	2	1	-	3	1	3	3	2	4,8	5,5	2,1
Ta	2,2	1,7	1,8	1,8	1,2	1,6	1,5	1,7	1,1	-	-	2,2	-	-	-	2	1,1	1,3	0,8
Hf	12	7,7	14	14	7,3	14	10	7,2	19	4,8	4,5	12	5,6	10	9,2	21	8,2	4,7	5,9
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10	9	40
Pb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7	30	0
Zn	—	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	54	71	75
Elementos Terras-Raras (ppm)																			
La	130	97	74	99	70	68	85	71	110	37	35	130	43	72	49	100	60,3	35,1	44
Ce	220	140	130	180	120	120	130	110	221	78	71	220	91	140	110	213	124,3	68,8	93,3
Nd	70	70	65	88	64	60	69	52	77	38	35	70	42	60	39	85	52,6	28,5	46,6
Sm	10,7	10,9	10,8	14,5	10,3	10,3	10,9	7,6	10	6,2	5,6	10,7	7,6	10	6,5	13,6	8,4	4,4	7,5
Eu	1,4	1,6	1,7	2,2	2,3	3,2	2,2	1,2	1,4	1,5	1,5	1,4	1,7	1,8	1,7	2,1	1,73	0,72	1,9
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,23	3,08	6,19
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,52	2,36	4,72
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,05	0,42	0,91
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,39	1,23	2,79
Yb	5	5	6	7	4	5	6	4	3	2	2	5	3	4	3	9	3,12	1,05	2,54
Lu	0,8	0,6	0,8	0,9	0,5	0,6	0,7	0,5	0,5	0,3	0,3	0,8	0,3	0,7	0,5	1,3	0,51	0,13	0,32
Tm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,42	0,18	0,36

dos petrográficos e litoquímicos intrínsecos da unidade, optou-se pela interpretação de que estas representem uma assembléia de rochas vulcânicas associada ao plutonismo do Arco Juruena. Assim, não se pode confirmar a hipótese de um magmatismo bimodal intraplaca para a região, visto que as análises das informações são contraditórias com tal interpretação.

Embora a escala utilizada e a cartografia tenham dispostos estas rochas vulcânicas como uma faixa contínua e de mesma composição química, esta representação não condiz com a verdadeira situação de campo.

Na realidade, representam uma série de corpos e aparelhos plutovulcânicos, incluindo stocks epizonais, bordas de corpos subvulcânicos, derrames e depósitos vulcano-clásticos e epiclásticos com no mínimo dois ciclos distintos, o primeiro associado ao Evento Paranaíta, calcioalcalino alto-K e um segundo associado ao evento Nhandu, calcioalcalino, alto-K e de tendência shoshonítica, incluindo neste seus termos vulcânicos.

Estudos geocronológicos efetuados no âmbito da Província Tapajós, Vasquez *et al.* (1999) obtiveram idade Pb-Pb em zircão de $1.888 \pm 2\text{Ma}$ para os riolitos da Formação Salustiano; Dall'Agnol *et al.* (1999) encontraram idade idêntica pelo mesmo método nos riolitos peralcalinos do rio Jamanxim e Lamarão *et al.* (1998) conseguiram idades Pb-Pb em zircão de $1.890 \pm 2\text{Ma}$ a 1.877Ma em ignimbritos e riolitos e até $2.001 \pm 6\text{Ma}$, nos dacitos da Folha Vila Riozinho.

Na área do Projeto Alta Floresta, datação efetuada pela JICA/MMAJ (2000), em riolito pórfiro situado a noroeste de Paranaíta, na Folha Alta Floresta, pelo método U-Pb, resultou idade de $1.786 \pm 17\text{Ma}$, intimamente vinculado temporal e espacialmente com os monzogranitos da Suíte Paranaíta datados nas adjacências pelo mesmo método, resultando idades da ordem de 1.801 a 1.803Ma (JICA/MMAJ).

Pimentel (2001) obteve idade pelo método U/Pb de $1.781 \pm 8\text{Ma}$ com idade modelo Tdm de 2.344Ma, com $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ de -3,75, em riolitos pórfiros atribuídos como pertencentes à Suíte Colíder, indicando uma fonte geradora híbrida, mantélica com contaminação crustal.

Estes dados geocronológicos foram em parte ratificados pela datação feita em ignimbritos e riolitos provenientes de furo de sonda, na região do rio Moriru, norte da cidade de Aripuanã, onde Pinho *et al.* (2001) obtiveram idade U-Pb de $1.801 \pm 11\text{Ma}$, que caracteriza provavelmente a continuidade para oeste da faixa de vulcânicas cartografada

pelo Projeto Alta Floresta, da base da Serra do Cachimbo e da Serra de Formosa, até os arredores da cidade de Colíder.

Os dados geocronológicos obtidos nesta faixa de vulcânicas e vulcano-clásticas ácidas da região Norte de Mato Grosso, com idades de formação oscilando entre 1.800Ma a 1.780Ma, apresentaram-se mais jovens em pelo menos 80Ma das similares da Província Tapajós. Isso tornou imperativo a proposição de uma nova unidade litodêmica denominada de Suíte Colíder para representar um retrociclo de vulcanismo ácido, calcioalcalino, relacionado à geração do Arco Magmático Juruena.

Correlaciona-se este vulcanismo de forma síncrona ao magmatismo Paranaíta ou ainda ao magmatismo Nhandu de idades entre 1.820Ma e 1.780Ma, respectivamente.

Da mesma forma, pelos dados de relações de campo, litoquímicos e geocronológicos obtidos desvincula-se a Suíte Colíder do magmatismo Telles Pires, nitidamente intrusivo nestas vulcânicas e que apresenta idade em torno de 1.750Ma.

2.2.5 Granito Nhandu (PP γ n)

Inicialmente essas rochas foram inseridas no Complexo Xingu por Silva *et al.* (1974). O termo granito Nhandu foi introduzido por Souza *et al.* (1979) no Projeto São Manoel (CPRM), para denominar granitóides porfiroblásticos, com matriz fanerítica, de composição granodiorítica-tonalítica, coloração cinza-claro, textura pseudo-rapakivítica, estrutura isótropa, distribuídos em corpos subcirculares, no médio curso do rio Nhandu, sudoeste da Folha SC.21-X-D (Aeroporto do Cachimbo), limite com a Folha Alta Floresta e separados dos gnaisses e migmatitos do Complexo Xingu por essas feições peculiares.

Neste projeto, utiliza-se a denominação Granito Nhandu para designar uma unidade litodêmica de afinidade calcioalcalina a shoshonítica, alto-K, que ocorre como corpos plutônicos intrusivos de posicionamento crustal epizonal. Apresentam-se como *stocks* e apófises de geometria circular a elíptica, subconcordantes a discordantes. Diques e *sills*, prováveis fácies subvulcânicas e de natureza química semelhante associam-se a estes corpos plutônicos.

Os litótipos plutônicos estão constituídos por magnetita-biotita monzogranitos e sienogranitos, com enclaves dioríticos a quartzo-monzodioríticos.

As fácies subvulcânicas são mais restritas e subordinadas e estão representadas por granitos fi-

nos subvulcânicos, quartzo-sienitos finos, riodacitos e granófiros.

São rochas geradas em ambiente tardiorogênico ou pós-colisional, cuja gênese está relacionada à evolução de um arco magmático em seu estágio de maturidade ou final.

Todos os litótipos apresentam diferentes estágios deformacionais, com predominância dos tipos isótipos e pouco deformados. Alguns corpos próximos a zonas de contato, apresentam-se mais deformados e com o desenvolvimento progressivo de foliações miloníticas.

Esta unidade apresenta anomalias positivas nos mapas aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos, canais de potássio e tório, e que, associado aos dados levantados no campo contribui para a delimitação de sua área de ocorrência.

Sua distribuição restringe-se ao quadrante nordeste da folha e suas melhores exposições encontram-se ao longo do rio Teles Pires na proximidade da balsa da INDECO. Outros corpos de dimensões menores localizam-se nas imediações das comunidades Marco de Cimento e São Benedito, no limite leste da folha.

Os contatos dos diversos corpos do PPγn são com a Suíte Juruena. São ora intrusivos ora tectônicos, balizados por zonas de transcorrência dúcteis.

A representação mesonormativa no diagrama QAP (figura 2.22), evidencia a predominância composicional dos termos monzograníticos, com termos granodioríticos subordinados. A tabela 2.10 mostra a composição modal estimada em percentual de 8 amostras representativas da unidade.

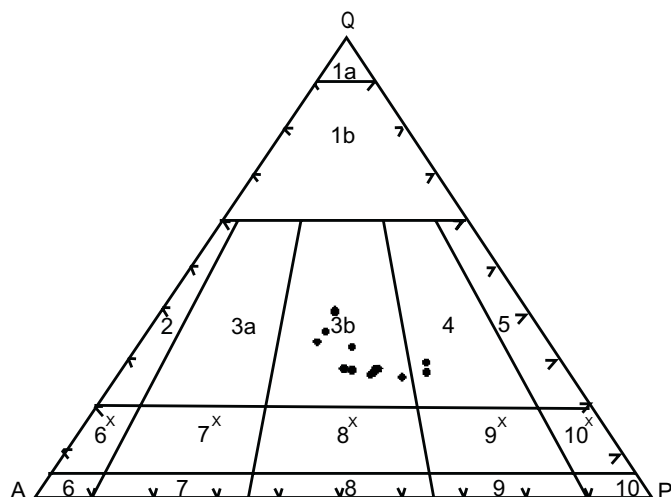


Figura 2.22 – Composição mesonormativa do Granito Nhandu.

Tabela 2.10 – Composição modal estimada (%) – Granito Nhandu.

Mineralogia	HG-05	HG-06a	HG-06b	HG-100	HG-101	HG-102	HG-108	HG-120
Quartzo	25	25	20	20	20	20	25	20
Plagioclásio	30	30	25	30	30	30	30	25
K-Feldspato	38	33	29	40	30	43	36	31
Biotita	1	3	10	5	8	3	3	10
Muscovita	5	3	1	-	-	-	2	-
Clorita	-	1	3	Tr	2	-	-	-
Sericita	2	2	2	1	3	1	1	1
Epidoto	-	3	6	1	3	-	1	10
Fluorita	-	-	-	-	-	Tr	Tr	-
Titanita	-	Tr	2	Tr	1	-	Tr	1
Apatita	-	Tr	Tr	Tr	Tr	-	Tr	Tr
Allanita	-	Tr	Tr	-	Tr	-	-	Tr
Zircão	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Rutilo	Tr	Tr	-	-	-	-	-	-
Opacos	2	Tr	1	2	2	1	1	1
Carbonato	-	-	Tr	-	Tr	1	Tr	-
Argilo-minerais	-	Tr	2	1	1	1	1	1

Os magnetita-biotita monzogranitos e os sienogranitos são os litótipos predominantes. Ambas são rochas leucocráticas, de coloração rósea-avermelhada a cinza. Apresentam variações texturais e granulométricas em função do posicionamento relativo dentro da intrusão.

Em geral, são isótopos, inequigranulares, finos a grossos, com estrutura maciça e textura granular, raramente porfirítica. Apresentam anisotropia, textura granoblástica e estrutura protomilonítica quando próximo de contato ou de falha.

Nos litótipos graníticos as principais características mineralógicas são: presença de dois feldspatos, sendo os tipos peritéticos de feldspato potássico Or_{75} , mais abundantes que os plagioclásios sódicos Ab_{70-85} ; quartzo na proporção máxima de 25%, xenomórfico e intersticial aos feldspatos; biotita verde em proporções baixas; magnetita frequente e enriquecida nas porções inequigranulares mais finas.

As rochas subvulcânicas e vulcânicas são de ocorrência subordinada e formam corpos em forma de *sills* ou *ring-dikes*. Possuem como característica, em imagens geofísicas, apresentar anomalias aeromagnetométricas intensas e localizadas.

São micromonzogranitos com óxidos e sulfetos disseminados, de coloração cinza e tonalidades claras a escuras, textura microgranular e estrutura subfoliada. Estão constituídos por K-feldspato (38%), plagioclásio (20%), quartzo (20%) e biotita (5%) como fases essenciais.

Quartzo-sienitos de coloração vermelha a rosa, granulação fina, textura granular ou granoblástica e de estrutura maciça ou foliada e riodacitos de coloração cinza-claro, inequigranulares muito finos a finos, com textura microporfirítica e matriz afanítica, encontram-se associados aos micromonzogranitos.

Os enclaves são de composição diorítica e ocorrem como faixas métricas a centimétricas, de espessura variável e com estruturas e feições internas de deformação dúctil ou como pequenos corpos oblatos, centimétricos. Em ambas as formas apresentam tipologia de contato nítido. Estão constituídos por dioritos, quartzo-dioritos e monzodioritos, ricos em plagioclásio, hornblenda e biotita.

As condições de posicionamento, forma e estilo estrutural do PP γ n indicam: corpos intrusivos de forma circular a alongada, subconcordantes às estruturas regionais; rochas com predominância isotropa inequigranular, grossa e estrutura maciça; a ocorrência de biotita verde podendo sugerir uma temperatura de cristalização mais baixa ou diminuição na concentração de Ti; associados a níveis

crustais superiores; baixa proporção na ocorrência de enclaves; a presença de fácies vulcânica associada aos corpos graníticos.

Todas estas evidências sugerem para este evento magmático, condições epizonais de estilo permissivo.

A princípio, plotando as amostras nos gráficos de Irvine & Baragar (1971), figuras 2.23 e 2.24, estas rochas caem nos campos calcioalcalino e subalcalino.

Entretanto, estudos mais detalhados sugerem uma outra interpretação.

Conforme Liégeois (1998), a sucessão das séries magmáticas é uma evolução normal, a própria

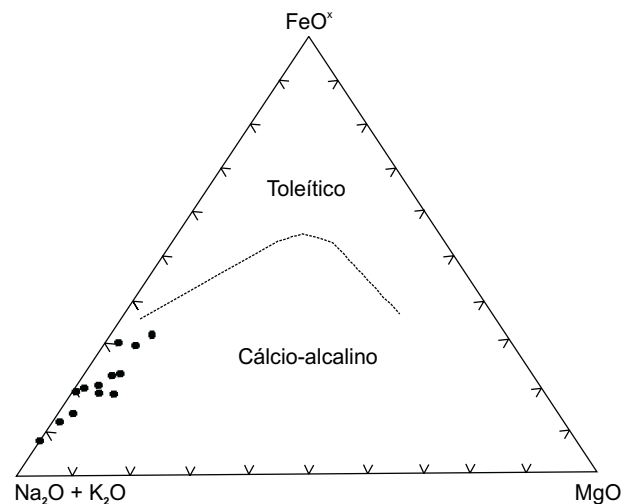


Figura 2.23 – Diagrama AFM discriminante dos campos calcioalcalino e toleítico, Irvine & Baragar (1971).

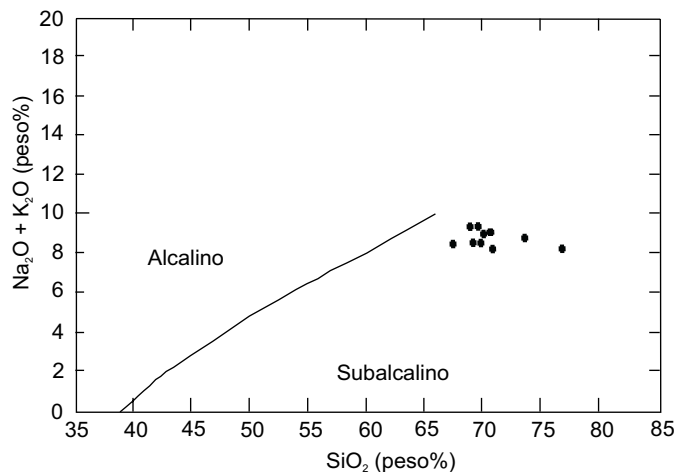


Figura 2.24 – Gráfico discriminante dos campos alcalino e subalcalino de Irvine & Baragar (1971).

origem dos magmas calcioalcalinos é em si uma sucessão de origens. Granitóides calcioalcalinos, alto-K e shoshoníticos, geralmente plotam nos campos geoquímicos como granitos do tipo-A e sua origem orogênica associada a zonas convergentes é, então, desprezada.

Os estudos petroquímicos evidenciaram, entretanto, que os litótipos Nhandu apresentam um padrão de série magmática calcioalcalina potássica e de tendência shoshonítica.

A série shoshonítica sugerida por Joplin (1965) engloba rochas com alto teor de K_2O . Para Willmot (1972) citado em Hughes (1982) a definição química de shoshonitos refere-se essencialmente a rochas alcalinas com razão K_2O/Na_2O próxima ou maior que 1, além de baixos valores de TiO_2 . Morrison (1980) restringiu este termo para séries de rochas saturadas em SiO_2 , e descreveu suas principais características químicas.

Atualmente, autores, tais como Eklund *et al.* (1998), Liégeois (*op. cit.*), Duchesne *et al.* (1998) e Nardi (1986) admitem rochas supersaturadas como pertencentes à série shoshonítica. Nos parâmetros estabelecidos as rochas do PP γ n apresentam características semelhantes a esta série.

- alto K_2O ;
- baixo enriquecimento em ferro;
- elevado $Na_2O + K_2O$ ($> 5\%$);
- alta razão $K_2O/Na_2O >$ ou $= 1$;
- enriquecimento em P, Rb, Sr, Ba, Pb e terras-raras leves;
- baixo teor de TiO_2 ($< 1,3\%$);
- alto, mas variável conteúdo de Al_2O_3 .

Estes parâmetros químicos podem ser observados na tabela 2.11, de 10 análises realizadas, e no quadro composicional, tabela 2.12, comparativo entre os diversos granitóides supersaturados da série shoshonítica e os dados obtidos para o PP γ n.

As comparações entre os valores encontrados e os parâmetros propostos mostram uma clara correlação entre ambos, em relação aos elementos-maiores para incluí-los como de afinidade shoshonítica.

O gráfico $K_2O \times SiO_2$ modificado de Rickwood (1989) (figura 2.25), mostra que a maior parte das amostras plotam no campo shoshonítico.

No diagrama de Harris *et al.* (1986), (figura 2.26), estes litótipos apresentam-se como granitos de arco vulcânico e quando comparados ao índice de Shand e gráfico de Maniar & Piccoli (1989), (figura 2.27), mostram-se tipos híbridos metaluminosos a peraluminosos, indicando provável contaminação crustal.

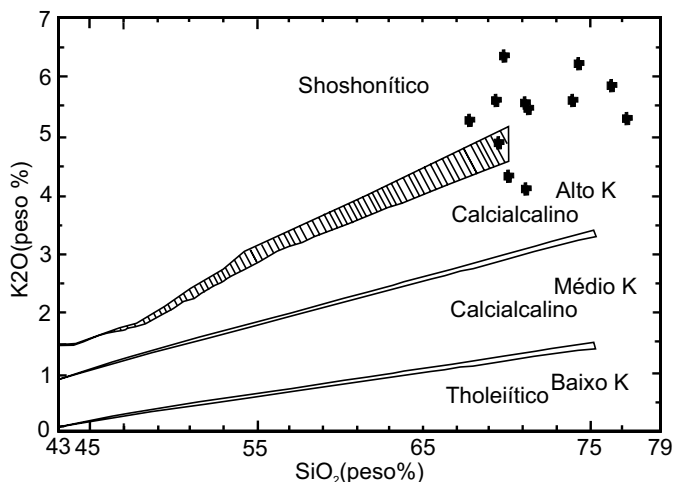


Figura 2.25 – Gráfico $K_2O \times SiO_2$ modificado de Rickwood (1989), evidenciando a tendência a série shoshonítica do Granito Nhandu.

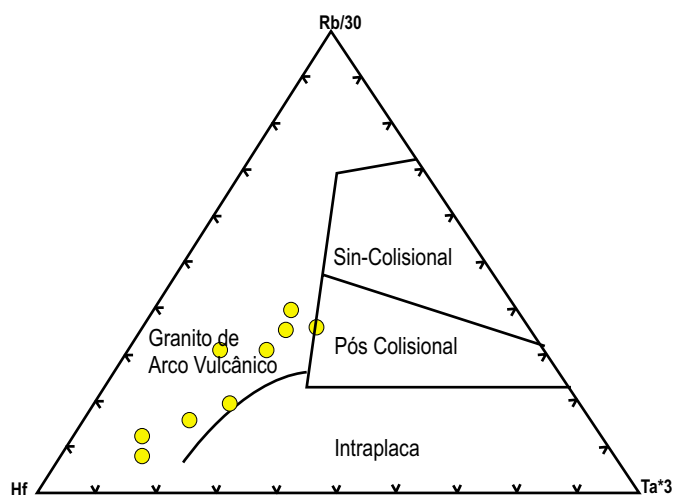


Figura 2.26 – Diagrama de Harris *et al.* (1986), para ambiente geotectônico dos litótipos Nhandu discriminados como granitos de arco vulcânico.

Esta peraluminosidade da série shoshonítica, segundo Eklund *et al.* (1998), também pode ser explicada em granitos, quando o conteúdo de SiO_2 supera o valor de 65%. Esta mostra uma relação direta e proporcional, quanto mais ácido, mais peraluminoso.

A figura do gráfico 2.28, indica que as rochas do PP γ n são álcali-cálcicas de acordo com a nomenclatura sugerida por Peacock (1931) e segundo Pearce (1984), este *trend* é próprio de rochas de arcos mais maduros que evoluem de termos calcioalcalinos para álcali-cálcicos.

Tabela 2.11 – Análises químicas de elementos maiores, traço e terras-raras, Granito Nhandu, dados integrados do projeto.

Amostra	LM-08	LM-165	GM-13	GM-75	CC-10a	CC-10c	CC-66d	CC-297	CC-311	GM-80a
Elementos Maiores (% peso)										
SiO ₂	69,21	69,65	69,73	67,97	68,40	69,78	68,44	66,36	68,49	75,18
TiO ₂	0,32	0,81	0,47	0,80	0,41	0,27	0,45	0,97	0,52	0,26
Al ₂ O ₃	14,74	12,71	14,21	14,97	15,39	15,51	15,01	13,66	13,76	12,03
Fe ₂ O ₃	2,32	4,38	2,55	3,40	2,56	1,76	3,00	4,97	4,71	1,93
MnO	0,05	0,10	0,08	0,10	0,07	0,04	0,10	0,08	0,08	0,01
MgO	0,85	0,81	0,58	0,85	0,50	0,33	0,64	1,07	0,37	0,27
CaO	1,69	1,32	1,18	0,68	2,39	1,43	1,60	2,34	0,94	0,14
Na ₂ O	4,24	3,80	3,78	3,92	3,78	3,72	4,39	3,37	3,20	2,17
K ₂ O	3,92	5,20	5,28	5,42	4,77	5,39	4,14	5,09	6,16	6,75
P ₂ O ₅	0,16	0,17	0,13	0,18	0,29	0,12	0,19	0,45	0,05	0
P.F.	1,09	0,00	0,67	1,26	0,36	0,67	0,90	0	0	0
Total	98,59	98,95	98,66	99,55	98,92	99,02	98,86	98,36	98,28	98,74
K ₂ O/Na ₂ O	0,92	1,37	1,40	1,38	1,26	1,45	0,94	1,53	1,92	3,11
Elementos-Traço (ppm)										
Rb	132	174	260	226	151	262	193	145	94	258
Sr	589	62	148	136	304	282	365	207	136	23
Ba	1.400	763	690	1.000	1.500	1.300	1.600	1.152	1.296	193
Y	18	73	40	68	28	32	29	76	29	108
Zr	244	742	501	753	466	298	260	1.618	1.547	364
Nb	18	28,6	35	37	21	33	25	23,3	10,2	24,8
Ta		1,90	1,30	2,60		2,10	1,20	2,20	8,50	2,10
Th	22	23,82	29	41	30	37	17	17,8	7,1	24,9
U	6	6,80	7	9	3	4	3	3	1,8	7,10
Cr		0	20	25	27				0	0
Cu		8						30	11	7
Pb		14						3	3	2
Zn		188	100	110				87	49	33
Co		4					6	6	4	1
Zr/TiO ₂	0,0762	0,0916	0,1066	0,0941	0,1137	0,1104	0,0578	0,1668	0,2975	0,14
Elementos Terras-Raras (ppm)										
La	39	125,20	86	130	110	79	45	172,3	45,3	128
Ce	67	258,90	160	241	180	130	76	338,2	104,6	156,7
Nd	23	107,30	56	97	81	54	35	153,1	46,7	93,7
Sm	2,9	17,20	8	15,3	7	10	5,5	22,9	7,2	16,3
Eu	0,6	2,02	0,9	1,8	1,9	1,2	1,3	3,21	2,66	1
Gd		14,60						17,18	6,28	16,9
Tb		2,06	1	2				2,29	0,79	2,53
Dy		13,52						13,02	5,19	16,04
Ho		2,47						2,71	1,15	0,42
Er		8,25						8,41	3,53	1,23
Yb		7,88	4	7	2	2	3	7,35	3,44	1,05
Lu		1,15	0,6	1	0,3	0,4	0,4	1,07	1,07	0,13
Tm		1,07						1,06	0,50	0,18
Ce/Yb(N)		8,51	10,36	8,92	23,32	16,84	6,56	11,92	25,33	41,48
La/Yb(N)		10,72	14,51	12,54	37,13	26,70	10,13	15,83	28,58	33,88

Tabela 2.12 – Composição química média de granitóides da série shoshonítica em relação a médias de granodioritos e granitos. 1. Granito Nhandu; 2. Média das rochas félsicas shoshoníticas do Tismana pluton (Duchesne et al., 1998); 3. Granito Lemland (Eklund et al., 1998); 4. Zona central do Complexo Granítico Lavras (Nardi, 1984); 5. Monzogranitos do Maciço de Ballons (Pagel & Leterrier, 1980); 6. Monzogranito Santa Rita (Naumann, 1985 em Nardi, 1986); 7. Granitóides de Bingham (Moore, 1972); 8. Média dos granodioritos pós-arqueanos (Condie, 1982) e 9. Média dos granitos pós-arqueanos (Condie, 1982). Tabela adaptada de Nardi (1986).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	69,32	68,78	67,08	70,18	66,07	70,03	59,25	66,90	72,10
TiO ₂	0,53	0,62	0,72	0,32	0,44	0,38	0,84	0,57	0,37
Al ₂ O ₃	14,20	14,46	15,30	15,24	14,52	14,12	15,40	15,70	13,90
FeO	-	-	3,15	2,30	-	1,70	3,00	2,59	1,67
Fe ₂ O ₃	3,16	3,84	-	0,27	3,59	2,30	2,85	1,33	0,86
MnO	0,07	0,05	0,05	0,04	0,07	0,06	0,45	0,07	0,06
MgO	0,63	0,87	1,16	0,61	2,16	0,81	3,65	1,57	0,52
CaO	1,37	1,62	2,15	1,79	2,78	2,11	4,60	3,56	1,33
Na ₂ O	3,64	2,58	3,42	4,45	3,18	4,49	3,60	3,84	3,08
K ₂ O	5,21	5,71	5,68	3,78	5,12	3,38	4,75	3,07	5,46
P ₂ O ₅	0,17	0,26	0,21	0,10	-	0,12	0,47	0,21	0,18
Ba	1.089	1.140	4.423	1.021	1.137	1.174	2.500	600	500
Sr	225	292	1.232	739	410	490	1.750	450	100
Zr	679	364	536	197	-	164	250	130	200
Nb	26	38	32	17	-	-	20	-	
Rb	189	212	103	143	333	80	-	110	250
Y	50	25	42	19			158		

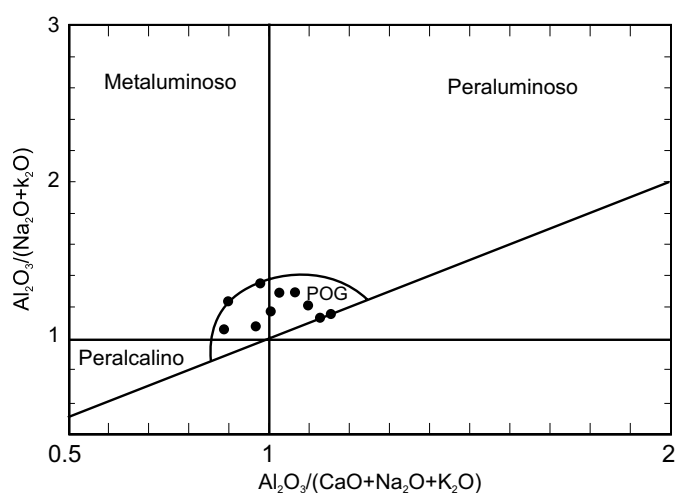


Figura 2.27 – índice de Shand, modificado por Maniar & Piccoli (1989), mostram-se tipos híbridos peraluminosos a metaluminosos e com posicionamento tectônico como granitóides pós-orogênicos.

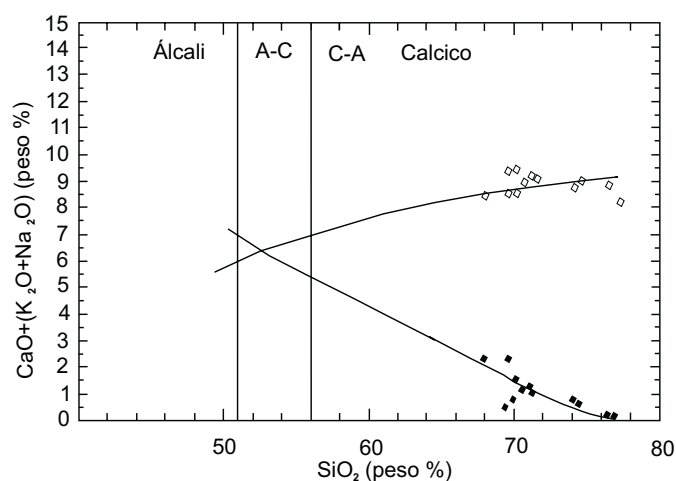


Figura 2.28 – Índice de alcalinidade de Peacock.

Segundo Nardi (1986), a série shoshonítica pertence a série álcali-cálcica. Este mesmo autor cita que os elementos traços, tais como os elementos litófilos de grande raio iônico (Ba, Sr e Rb) mostram enriquecimento acentuado nesses litótipos e que estes elementos constituem parâmetros mais eficazes que os elementos maiores na caracterização dos granitóides de séries shoshoníticas.

Para o PP_γn estes valores apresentam-se altos para Rb e Ba (94-262ppm e 763-1.600ppm, respectivamente) e abaixo dos valores esperados para Sr (62-589ppm).

Este resultado é explicado porque no PP_γn ocorrem termos muito diferenciados (SiO₂ em torno de 67-69%), o que produz por vezes reduções bruscas justamente nas concentrações de Sr e Ba. Este decréscimo acentuado de Sr e em menor proporção Ba, pode ser o resultado do fracionamento de feldspato potássico ou plagioclásio e biotita, (Nardi, 1986).

De acordo com Tauson (1983), os litótipos graníticos mais diferenciados da série shoshonítica podem apresentar concentrações de Ba, Sr e Rb similares aos granitóides ultrametamórficos de caráter calcioalcalino, que também apresentam razões K₂O/Na₂O elevadas.

A diferença entre as duas séries está na concentração de Y, Nb e Zr, entre os tipos graníticos. Os shoshoníticos apresentam teores relativamente altos, enquanto que os produtos de anatexia calcioalcalinos são de concentrações baixas.

Nesta unidade alguns termos do PP_γn apresentam valores elevados de Zr, Nb e Y, sugerindo uma passagem gradual entre litótipos de caráter calcioalcalino alto-K para termos de tendência shoshonítica.

O comportamento das terras-raras nos granitóides shoshoníticos, no que se refere aos padrões de distribuição, abundância, grau de fracionamento e ausência de anomalias de Eu pronunciadas assemelha-se aos litótipos da série calcioalcalina, Girod (1978) em Oliveira (1997) e Nardi (1986), (figura 2.29).

A análise destes elementos revela enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP e anomalias de Eu pouco expressivas. Este grau de fracionamento moderado a alto pode ser observado nas razões La/Yb(N) e Ce/Yb(N), apresentados na tabela 2.11.

Diagramas de Pearce (1982) Ce/Yb vs. Ta/Yb, (figura 2.30), também assinalam o caráter shoshonítico das rochas desta unidade.

Pimentel (2001) para o Projeto Promin-Alta Floresta obteve idade pelo método U/Pb de 1.781 ±

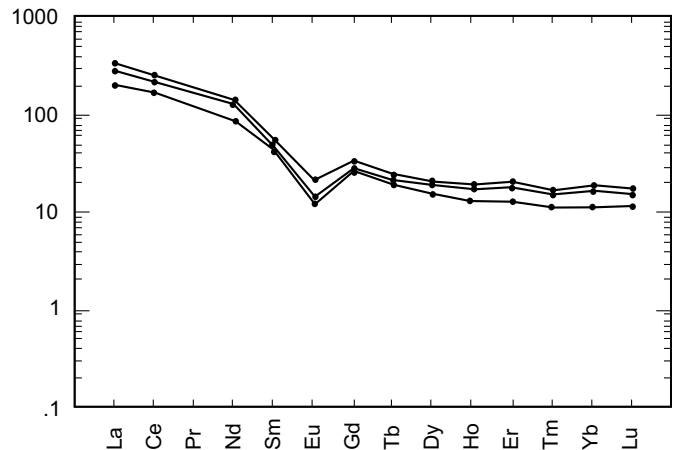


Figura 2.29 – Padrão elementos terras-raras normalizado pelo manto primitivo, Taylor & McLennan (1985).

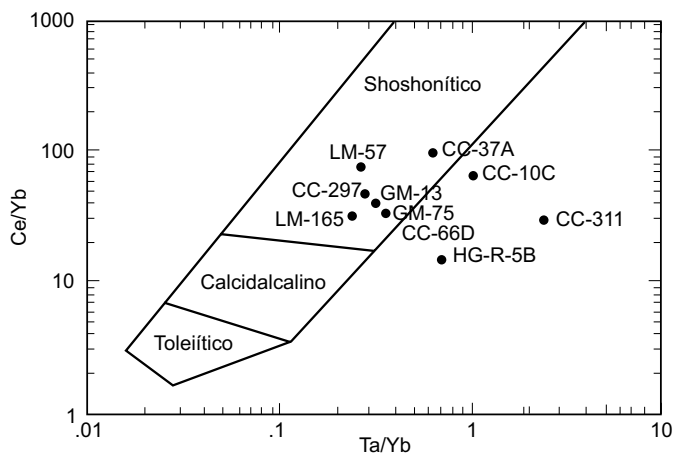


Figura 2.30 – Diagrama de Pearce (1982) discriminante de rochas shoshoníticas do Granito Nhandu.

8Ma em riolitos pórfiros (GM-80), SE de Santa Helena (MT-320), na Folha Vila Guarita e idade-modelo T_{DM} de 2.344Ma, com ε_{Nd}(t) de -3,75, indicando uma fonte geradora híbrida, mantélica com contaminação crustal.

A questão sobre este ponto é controversa, pois se trata de um riolito pórfiro localizado na zona de transição entre as bordas de um corpo granítico tipo Nhandu (Wildner, 2001) e a Suíte Colíder. A idade obtida foi atribuída à suíte, mas esta também é perfeitamente correlacionável a este corpo plutônico.

Outras relações geocronológicas indiretas podem inferir uma idade relativa para este evento magmático a partir de sua relação de campo com a Alcalina Rio Cristalino, cuja datação U-Pb apresenta idade de 1.806 ± 3Ga (Santos, 2000). Diante do exposto

sugere-se que o Granito Nhandu deva ser de idade aproximada das alcalinas ou síncrono a estas.

A potencialidade metalogenética do PPyn, pode ser demonstrada pela ocorrência de garimpos de ouro primário na região (garimpos do Edu e Trairão) onde a alteração hidrotermal manifesta-se como sulfetação, silicificação, sericitização, hematização, epidotização e carbonatação localizadas nas zonas de fraturas, (Delgado, 2001; Cruz, 2002).

Exemplos de mineralizações deste tipo associadas a granitóides da série shoshonítica como geradores de Au-pórfiro são citados na bibliografia, como as intrusões monzoníticas e quartzo-monzoníticas de Bingham, contendo até 65% de SiO₂, geradoras de mineralizações do tipo cobre pórfiro, onde foram produzidas quantidades superiores a 10 milhões de toneladas de Cu e: Au, Ag, Mo, Pb e Zn como subprodutos, e a associação shoshonítica de Lavras do Sul (Lima, 1985) com mineralizações de Cu e Au tipo pórfiro e alterações hidrotermais semelhantes.

Conclui-se, pelo exposto, que estas rochas representam magmas de composição calcioalcalina a shoshonítica, alto-K, originados de uma evolução contínua.

Estes batólitos e *stocks* ocorrem tipicamente, relacionados a ambientes orogênicos pós-colisionais, posicionando-se ao longo de zonas de cisalhamento de movimentação relativa, e seus litótipos plutovulcânicos epizonais marcam os estágios na dimensão espaço-tempo de término, ou de maturidade de um arco magmático de idade paleoproterozóica.

2.2.6 Complexo Nova Monte Verde (PPmv)

Este litodema foi agrupado sob a denominação de Complexo Xingu, por Silva *et al.* (1974), para designar rochas metamórficas de fácies anfíbolito, associadas a corpos graníticos remobilizados do Pré-Cambriano inferior a médio, que comporiam o embasamento da Folha Juruena.

A denominação Complexo Nova Monte Verde (PPmv) é proposta por Ribeiro & Villas Boas (2002), para caracterizar uma unidade litodêmica ortoderivada, de natureza tonalítica a monzogranítica, com estruturas gnáissicas transitórias a migmatíticas. Rochas de composição sienogranítica, com enclaves anfíbolíticos e dioríticos ocorrem de forma subordinada.

A unidade está metamorfizada em condições de fácies anfíbolito médio a alto e localmente mostra evidências de fusão parcial. O nome da unidade refere-se à área-tipo que ocorre na cidade homônima, na Folha Rio São João da Barra.

Na Folha Ilha 24 de Maio apresenta-se como uma faixa estreita, de direção aproximada leste-oeste, localizada em seu centro-norte a noroeste. Sua morfologia caracteriza-se por relevo arrasado, com pequenas elevações alinhadas segundo a estruturação regional (WNW-ESE).

Suas melhores exposições encontram-se na MT-225, entrada para a fazenda Torres, na fazenda Bela Vista, a oeste do rio Apiacás, a oeste da fazenda Urupá e ao longo da estrada vicinal 5° sul.

Exibe contatos ora tectônicos por zonas de cisalhamento transcorrente ora localmente transitórias com o Complexo Bacaeri-Mogno, ou apresentam relações de intrusão com os granitos São Pedro, São Romão e Suíte Vitória.

Este complexo apresenta em imagens aeromagnetométricas, uma forte anomalia magnética sobreposta ou adjacente aos altos gravimétricos, obtidos no levantamento geofísico terrestre.

Nesta unidade os tipos gnáissicos prevalecem sobre os migmatitos. São de natureza predominantemente ortoderivada, de composição monzogranítica a tonalítica com termos sienograníticos subordinados. Os principais litótipos descritos são: biotita monzogranito-gnaiss, biotita granodiorito-gnaiss, biotita-granada tonalito gnaiss, biotita-hornblenda-quartzo-diorito-gnaiss.

São rochas leuco a mesocráticas, de coloração rosa a cinza, com tonalidades claras a escuras, inequigranulares média a grossa e com texturas granoblástica e porfiroblástica, caracterizadas por bandamento composicional centimétrico, com alternância de bandas félsicas quartzo-feldspáticas e máficas, ricas em biotita e hornblenda.

São ora contínuos ora irregulares e sinuosos. Lentes sigmoidais máficas dispõem-se paralelas ao bandamento, que apresenta grande variação direcional desde N70°E/47°NW até N40-60°W/20-40°NE, geralmente transpostas por zonas de cisalhamento subparalelas, formando foliação milonítica de direção W-NW/E-SE. Falhas N85-90°E/45-50°S-SE, tardias e de natureza dúctil-rúptil, dobram e deslocam o bandamento com cinemática dextral.

São comuns feições dúcteis de uma fase inicial compressiva e/ou transpressiva com predominância sinistral, com dobras assimétricas e eixos paralelos à foliação plano-axial (fotografia 2.10).

Observam-se estruturas do tipo *augen*, com megacristais de K-feldspato e plagioclásio formando sigmóides rotacionados e estirados. Feições indicando fase posterior sob regime transtrativo dextral, estão marcadas pela presença de dobras com

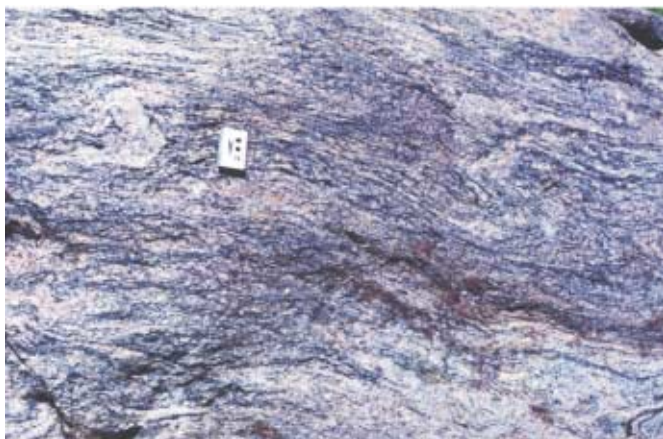
limbos boudinados, dobras sem raiz, estruturas *pinch & swell*, boudinage do bandamento, estruturas de dilatação, (fotografia 2.11).

A presença de granadas e K-feldspatos simétricos e sem efeitos de “sombra de pressão”, indicam cristalização pós-tectônica (fotografia 2.12).

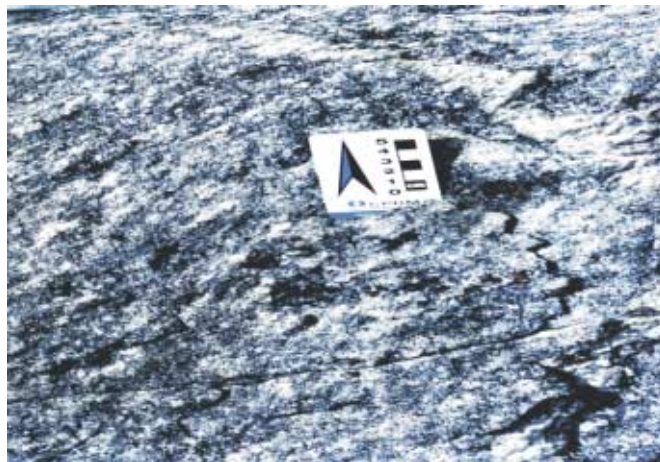
Os migmatitos são de ocorrência restrita, localizada e de composição semelhante às das rochas gnáissicas, variam em composição desde termos graníticos a dioríticos, são leuco a melanocráticos, de coloração rosa a cinza, com tonalidades claras a escuras. Caracterizam-se por apresentar um

grande número de estruturas augen, raft, ptigmática, venada, acamadada (fotografia 2.13), de dilatação, dobrada e até nebulítica, com contatos entre seus termos petrográficos, ora nítidos e retilíneos ora lobados e sinuosos, ora gradacionais.

As estruturas ptigmáticas (fotografia 2.14), em especial, com níveis finos e muito competentes, em uma matriz de baixa competência, apresentam forte encurtamento indicando mecanismos de flambagem, em regime de cisalhamento puro, características de terrenos de alto a médio grau. Outra característica é a disposição paralela de alguns limbos



Fotografia 2.10 – Biotita gnaiss de composição granítica (neossoma-migmatítico), com bandamento descontínuo e dobras assimétricas (leucossoma quartzo-feldspático) e sem raiz de cinemática sinistral. AF-80b (503195/8892714).



Fotografia 2.12 – Tonalito peraluminoso, com granadas euédricas (pontuações pretas) pós-cinemáticas. AF-80a (503321/8894537).



Fotografia 2.11 – Hornblenda-biotita gnaisses dioríticos e metatonalitos (melanossoma e leucossoma) com estruturas boudinadas de fase transtensiva. AF-53 (558286/8862447).



Fotografia 2.13 – Migmatitos de estrutura dobrada e em camadas onde veios de leucossoma quartzo-feldspático são injetados ao longo de porções irregulares granodioríticas. AF-99 (527412/8867079).

das dobras ptigmáticas, indicando planos de cisalhamento ao longo da xistosidade ou bandamento durante seu desenvolvimento.

Texturas porfiroblástica, granoblástica, granolepidoblástica são as mais comuns. O paleossoma é formado por rochas melanocráticas, anfibolitos e dioritos e raras lentes ou pods de rochas paraderivadas, xenólitos identificados como pertencentes ao Complexo Bacaeri-Mogno.

Os protólitos estão intimamente interbandados com novo material ígneo de composição granítica a tonalítica, com fábrica interna discordante deste neossoma gerado, que por vezes apresenta uma fábrica gnáissica (fotografia 2.15).



Fotografia 2.14 – Estruturas ptigmáticas compostas por segregações quartzo-feldspáticas (leucossoma) com dobras apertadas discordantes do paleossoma. AF-99 (527412/8867079).



Fotografia 2.15 – Estruturas de fluxo complexas associando dobra e boudinage ao longo de planos em leucossoma e melanossoma, apresentando zonas de discordância e injetados em material granodiorítico. AF-53 (558286/8862447).

Quando não separado em bandas de composições distintas, este neossoma gera uma rocha intermediária com características híbridas e de composição granodiorítica.

Ao microscópio salienta-se, na porção máfica (melanossoma), textura porfiroclástica, rica em plagioclásio, biotita e hornblenda. Nas porções félsicas (leucossoma) é freqüente a presença de K-feldspatos perfiticos, plagioclásio e quartzo, estirados e imbricados, microbandas com biotita, hornblenda, titanita e minerais opacos.

Tanto nos termos gnáissicos como nos migmatitos ocorrem mobilizados graníticos quartzo-feldspáticos pegmatóides que cortam ou acompanham o bandamento ou a foliação milonítica, aos quais estão invariavelmente associados cristais euédricos centimétricos de magnetita e/ou hornblenda e/ou granada.

Os dados geocronológicos indicam para o PPMv idade compatível com a geração dos granitóides São Pedro, São Romão. A idade U-Pb medida em neossoma do migmatito do afloramento PS-171, apresenta valores $1.774 \pm 28\text{Ma}$. As idades modelos Sm/Nd para este conjunto estão em torno de 2.065Ma e 2.001Ma com ϵ_{Nd} positivo entre +0,41 e +0,61.

Interpreta-se a unidade como produto anatéxico derivado de fusão parcial, com formação de migmatitos por processos de metassomatismo e/ou de fusão parcial de fases granitófilas favorecidos pela existência de alta pressão de H_2O .

Sua formação pode estar relacionada ao evento de subducção com a desidratação das rochas do Complexo Bacaeri-Mogno (protólitos), ou associada às zonas de cisalhamento oblíquas sinistras na fase colisional.

Nesta unidade foi ainda impresso um evento tardio decompressivo evidenciado através de falhas dextrais da fase transtrativa, responsável pelo seu posicionamento em nível crustal superior.

2.2.7 Suíte Vitória (PP γ v)

Denomina-se Suíte Vitória (PP γ v) um litodema diorítico-tonalítico de composição intermediária a ácida, de afinidade química calcioalcalina, médio potássio, metaluminosa a pouco peraluminosa, que ocorre como corpos sincinemáticos de geometria elíptica a sigmoidal, alongados e concordantes a uma complexa rede de cisalhamento de direção NW/SE.

Corpos de dimensões cartografáveis limitam-se ao quadrante noroeste da folha e forma um conjunto de litótipos invariavelmente anisótropos, metamórficos e deformados ductilmente, com posicio-

namento crustal de range meso a catazonal, correspondente desde fácies granulito a xisto-verde.

Sua denominação foi proposta em referência a área de exposição que ocorre desde a Agropecuária Vitória até as imediações das fazendas Torres e Mogno. Outras áreas de ocorrência da PP γ v, estão situadas nas cercanias das comunidades Rio Verde e Santa Lúcia, e das fazendas Santa Amália e Iracema.

Os contatos da PP γ v são, em sua maioria, aproximados e encobertos. Foram inferidos pelo alto contraste magnetométrico apresentado nas imagens geofísicas, (figura 2.32).

Quando determinados, estes contatos são intrusivos e/ou tectônicos, por zonas de cisalhamento e falhas. Em corpos menores, não-mapeáveis na escala do trabalho, observam-se contatos nítidos, sinuosos e irregulares, principalmente quando associados às rochas graníticas São Pedro, demonstrando plasticidade e uma reservada mistura mecânica entre as duas unidades.

As análises de campo e petrográfica indicam que os principais tipos litológicos são os dioritos (40%), quartzo-dioritos (30%), monzodioritos (10%) e tonalitos (enderbitos) (20%).

Classificação mesonormativa QAP, evidencia a tendência composicional para termos dioríticos, tonalíticos a granodioríticos, conforme ilustrado na figura 2.31.

A composição mineralógica das diversas litologias encontradas estão dispostas na tabela 2.13.

Os litótipos dioríticos são predominantes na unidade e mostram cor cinza a verde, com tonalidades claras a escuras e manchas pretas a verdes. Exibem diferentes texturas, as quais refletem a intensidade deformacional a que foram submetidos. Texturas granulares são incomuns, o predomínio é de texturas granoblástica, granolepidoblástica,

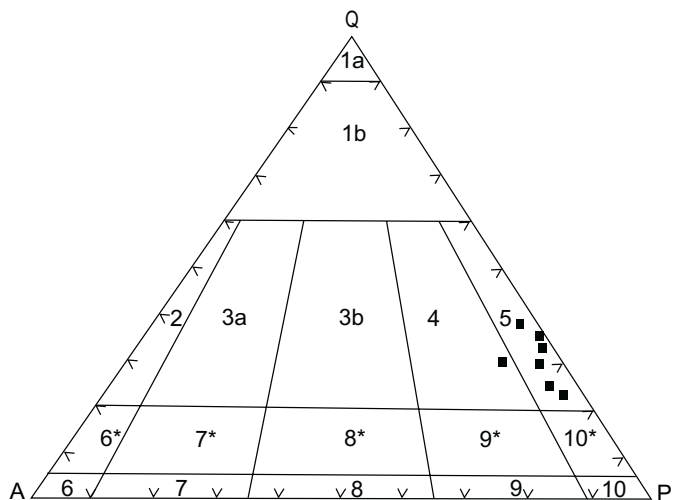


Figura 2.31 – Classificação mesonormativa para os litótipos da Suíte Vitória.

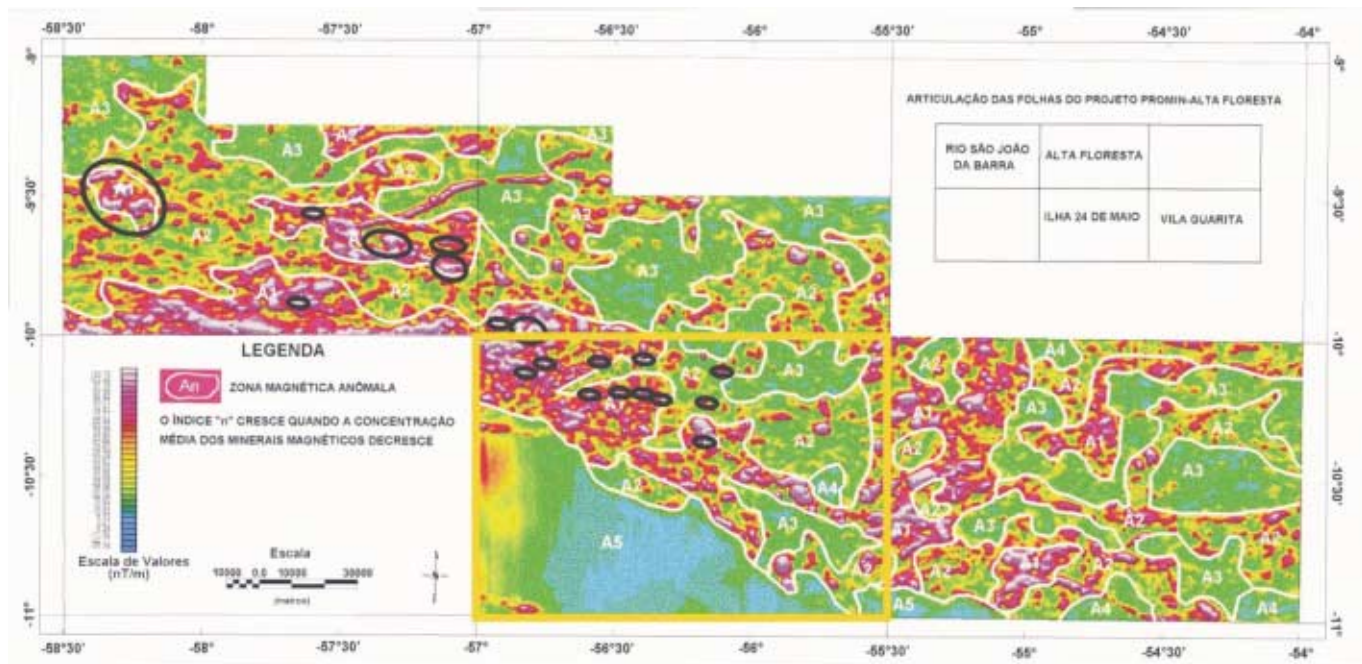


Figura 2.32 – Imagem geofísica, magnetometria sinal analítico, discriminante de grande parte das rochas da Suíte Vitória e Complexo Bacaeri-Mogno, para a área do projeto.

Tabela 2.13 – Composição modal estimada (%) da Suíte Vitória na Folha Ilha 24 de Maio.

Litologias	Dioritos e Quartzo-dioritos								Monzodioritos		Tonalitos			
	AF-80a	AF-113a	AF-113b	AF-91	AF-77	AF-79	AF-92	HG-25	AF-35	AF-90	AF-66	HG-133b	AF-54	HG-22c
Quartzo	15	5	10	12	10	15	5	10	15	13	25	20	20	25
Plagioclásio	58	46	32	56	61	60	55	67	36	48	55	55	50	56
K-Feldspato	2	-	-	-	-	-	-	5	15	12	-	3	5	-
Hornblenda	10	-	29	7	5	10	15	-	8	8	3	5	8	-
Biotita	12	15	15	10	15	12	12	10	12	10	10	10	6	10
Muscovita	-	-	3	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	Tr
Clorita	-	-	2	-	1	-	3	1	1	-	Tr	-	1	-
Sericita	1	-	4	2	1	1	2	2	1	1	1	1	1	2
Epidoto	Tr	-	3	10	3	Tr	4	2	8	4	3	3	2	5
Granada	-	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Titanita	1	-	-	1	2	-	2	Tr	1	4	Tr	2	2	-
Apatita	Tr	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Allanita	-	-	-	Tr	Tr	-	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Zircão	Tr	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Opacos	1	-	1	1	1	2	1	Tr	1	Tr	2	1	4	Tr
Carbonato	-	-	Tr	Tr	-	-	-	Tr	1	-	-	-	-	1
Argilo-minerais	-	-	1	1	1		1	2	1		1	1	1	1

inequigranulares, com granulação fina a grossa. A estrutura é foliada, protomilonítica e bandada.

Estes litótipos gradam composicionalmente, por diferenciação magmática, para quartzo-dioritos, mais ricos em plagioclásio (57% a 67%) e com menos hornblenda.

O aumento em SiO_2 , nos produtos finais, reflete as proporções mais elevadas em quartzo, plagioclásio e K-feldspato. Rochas monzodioríticas e tonalíticas formam os termos mais evoluídos desta série. Exibem cor cinza e tons claros, com níveis descontínuos verdes e pretos, com manchas estiradas. Texturas granulares, granoblástica, granolepidoblástica e inequigranular, fina a média, são predominantes, juntamente com estruturas foliadas a protomiloníticas e subordinadamente gnáissicas.

Leucossomas do Complexo Nova Monte Verde, além de apresentar fases tipicamente graníticas, apresentam fases composicionais, mineralógicas e estruturais similares aos tonalitos da PP γ v.

Para toda a associação, embora deformada, certos litótipos apresentam feições de natureza magmática primárias, com caracteres texturais e mineralógicas, como, por exemplo, cristais idiomórficos a hipidiomórficos de plagioclásio, *layers* de material máfico que atestam sua origem ígnea original.

Estudos petroquímicos evidenciam que estas rochas possuem afinidade calcioalcalina (figura 2.33), médio-K (figura 2.34), em grande parte metaluminosas, mas com certo teor de contribuição crustal demonstrada pela peraluminosidade apresentada em algumas amostras.

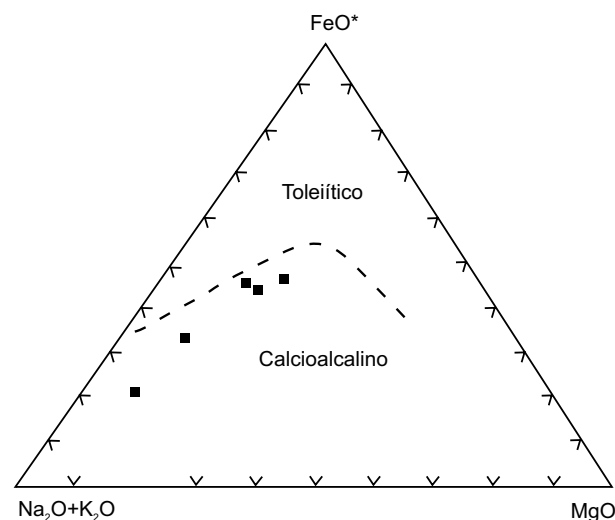


Figura 2.33 – Gráfico discriminante dos campos calcioalcalino e toleítico de Irvine & Baragar, 1971).

Dados de ϵ_{Nd} (t) negativos, ratificam a tendência peraluminosa pressupondo um elevado grau de contaminação crustal.

As características observadas no gráfico da figura 2.35, do Índice de Shand modificado de Maniar & Piccoli (1989), indicam uma tendência para origem desta suíte em ambientes de arcos.

A tabela 2.14, mostra outros parâmetros da PP γ v, tais como: *range* de SiO_2 homogêneos, em torno de 62%; valores altos em $\text{FeO}_{(\text{t})}$, CaO e MgO; valores elevados para K_2O nas rochas de composição diorítica e tonalítica. A média normal para estas, se-

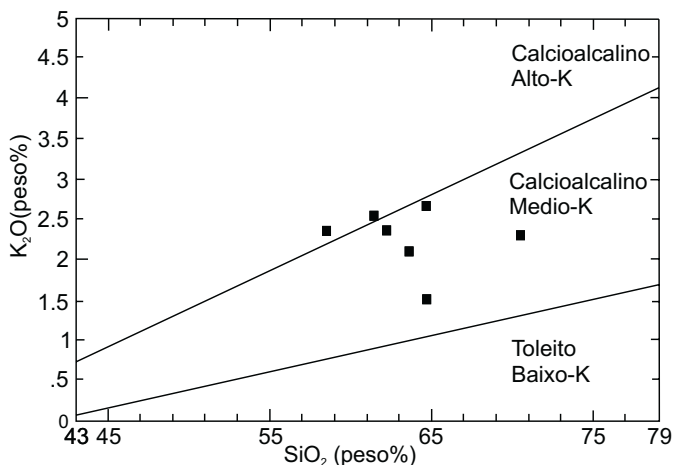


Figura 2.34 – Gráfico de $K_2O \times SiO_2$, discriminante da série calcioalcalina médio-K, para os litótipos.

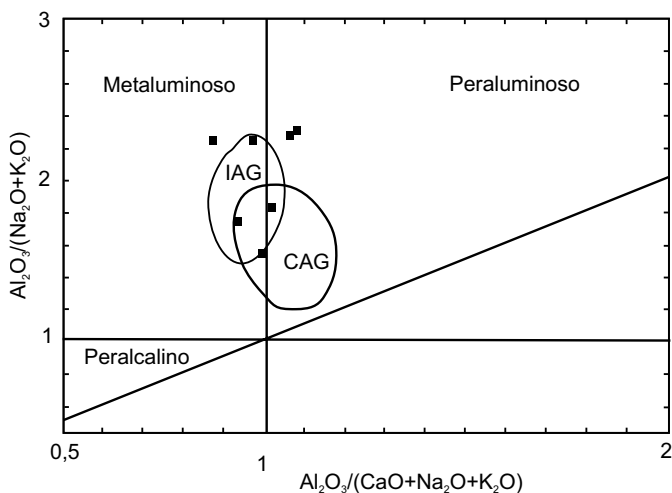


Figura 2.35 – Índice de Shand, modificado de Manniar & Piccoli (1989), para a Suíte Vitória.

gundo Le Maitre (1976) em Cox *et al.* (1979) é de 1,76% e 2,07%, respectivamente; alto teor em álcalis $K_2O + Na_2O > 5\%$; litótipos sódicos com $K_2O/Na_2O < 1$, teores elevados em Sr e Ba.

Os padrões de terras-raras apresentam comportamento semelhante com litodemas de rochas graníticas. As curvas obtidas evidenciam um modelo com valores muito baixos de ETR, relativamente mais enriquecidas em ETRL e estabilizadas em ETRP, com leve anomalia negativa de európio, compatíveis com o padrão encontrado em rochas calcioalcalinas (figura 2.36).

À parte apresenta-se o padrão de enderbitos, relativo à continuidade de um corpo intrusivo no Com-

plexo Bacaeri-Mogno, com baixos valores de ETR, enriquecimento relativo de ETRL e estabilidade em ETRP, sem anomalia de Eu (figura 2.37). A curva diferencia-se dos tonalitos analisados, por apresentar valores mais baixos, contudo fora englobada, por suas relações de campo, como pertencente a Suíte Vitória.

Estes padrões, quando comparados com os de granitos São Pedro e São Romão, com os quais possui relação de campo direta, principalmente quando analisados autólitos tonalíticos e dioríticos, apresentam elementos terras-raras e padrões multielementos semelhantes aos das fases graníticas posteriores (figura 2.38).

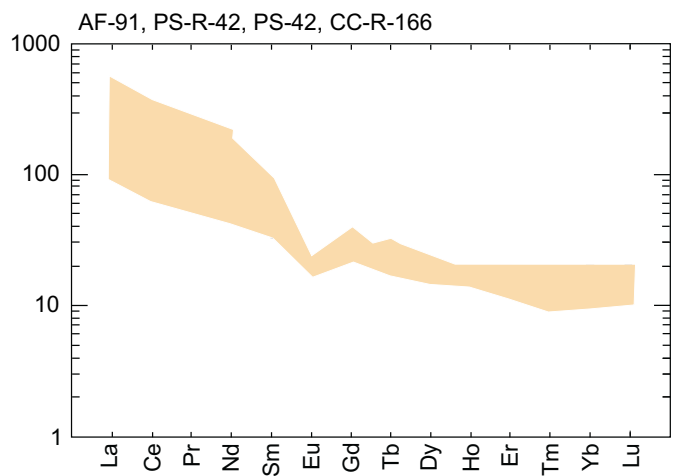


Figura 2.36 – Envelope apresentando padrão de elementos terras-raras para a Suíte Vitória.

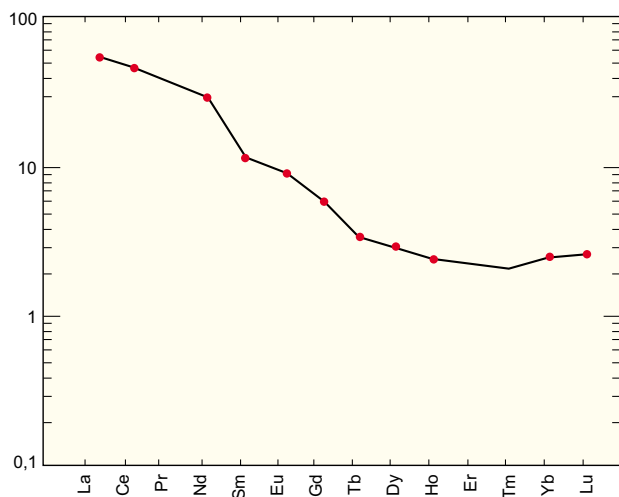


Figura 2.37 – Espectro de ETR de enderbitos (CC-233) da Suíte Vitória, normalizados segundo o manto primitivo, (Taylor & McLennan, 1985).

Tabela 2.14 – Análises químicas de elementos maiores, traço e terras-raras da Suíte Vitória, integrados para a área do projeto.

Amostra	CC-166	PS-42	PS-R-42	CC-100	HG-25b	HG-22c	AF-47b	AF-91	CC-233
SiO ₂	63,19	60,64	62,28	60,19	63,47	69,10	60,75	57,23	50,54
TiO ₂	0,76	0,70	0,61	0,90	0,68	0,34	0,60	1,18	1,54
Al ₂ O ₃	13,94	17,08	16,72	16,73	17,67	15,41	17,35	16,27	18,56
FeO _(t)	7,68	7,01	6,77	7,16	4,37	2,40	5,94	8,50	12,02
MnO	0,23	0,11	0,15	0,14	0,10	0,07	0,07	0,11	0,14
MgO	2,75	2,55	2,03	2,48	1,26	0,87	2,99	3,41	3,42
CaO	3,77	4,66	4,66	5,46	4,24	3,01	5,33	6,33	3,42
Na ₂ O	3,19	2,97	3,10	2,89	4,94	4,64	3,44	2,88	8,43
K ₂ O	2,62	2,32	2,07	2,51	1,50	2,29	1,67	2,32	2,89
P ₂ O ₅	0,30	0,09	0,18	0,21	0,22	0,13	0,16	0,47	0,76
P.F.	0,76	0	0,68	0,45	0,85	0,44	0	0	0,73
Total	99,19	98,13	99,25	99,12	99,30	98,70	98,30	98,70	98,00
Rb	160	112	103	-	107	116	29	134	33
Sr	150	340	305	-	620	347	1.016	498	491
Ba	590	497	560	1.100	460	490	785	484	276
Y	74	49	53	-	45	34	7	66	38
Zr	664	343	444	-	440	180	110	541	933
Nb	27	14,8	8	-	23	21	5,5	27,5	17,4
Th	15	95,2	120	4,2	17	19	0,7	13,5	5,20
U	3	4,1	2	-	1	3	0,4	5,51	6,40
Cr	120	-	82	26	36	-	-	-	0
Cu	-	56	-	-	-	-	27	40	76
Pb	-	11	-	-	-	-	27	40	18
Zn	130	70	-	-	-	-	59	86	50
Co	15	19	17	21	10	5	20	24	36
La	56	252,9	325	29	110	55	18,10	58,5	40,7
Ce	99	543,4	574	52	212	110	33,4	122,3	96,4
Nd	52	235,8	260	31	82	36	16,4	66,9	55,3
Sm	12,8	33,7	36,3	5,4	12,4	6	2,8	12,7	9,9
Eu	2,4	3,26	3,6	1,7	2,5	1	1,13	2,55	3,28
Gd	-	20,78	-	-	-	-	1,78	11,78	8,8
Tb	2	2,33	3	-	1	-	0,24	1,67	1,14
Dy	-	10,94	-	-	-	-	1,36	9,92	7,05
Ho	-	2,03	-	-	-	-	0,26	2,17	1,45
Er	-	5	-	-	-	-	0,8	6,91	4,63
Yb	9	4,23	4	2	3	3	0,75	6,39	0,61
Lu	1,3	0,66	0,5	0,3	0,5	0,4	0,11	0,97	4,53
Tm	0,59	-	-	-	-	-	0,1	0,97	0,72

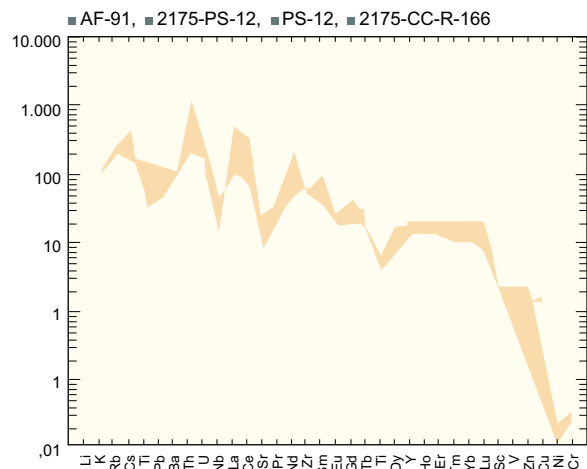


Figura 2.38 – Gráfico multielementar da Suíte Vitória.

Análises geocronológicas também apresentam esta relação petroquímica. Datação U/Pb (SHRIMP) em zircões de metatonalitos indicam idade de $1.785 \pm 8\text{Ma}$ e Idades-modelo Sm/Nd desde 2.260 a 1.979 com valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ desde $-2,56$ a $+1,32$ indicando contribuição crustal ou hibridização para sua origem ou fonte.

Quando comparadas às idades com a fácies biotita metagranito porfíritico, do Granito São Pedro, de $1.784 \pm 17\text{Ma}$ e Idades-modelo Sm/Nd que oscilam entre 2.060 a 2.147 Ga, com valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ entre $+0,65$ a $-1,11$, onde a correspondência entre os dois conjuntos litológicos fica mais evidenciada.

Datação pelo método U-Pb SHRIMP, feita por Pimentel (2001) em uma amostra de enderbito intrusivo no Complexo Bacaeri-Mogno, revelou idade herdada de 1,85Ga e Tdm de 2.260Ma, e idade de cristalização de $1.775 \pm 10\text{Ma}$.

Esta idade herdada obtida por (Pimentel, 2001) em enderbito da Suíte Vitória pode significar uma idade referencial para o início do processo de subducção do Complexo Bacaeri-Mogno e formação do magmatismo do Arco Juruena.

No entanto, algumas características litoquímicas podem indicar que esta unidade pertença a um evento pré-colisional, calcioalcalino gerado em ambiente de subducção por fusão do manto metasomatizado e interação crustal.

Desta forma a interpretação destes dados e a correspondência com os granitos São Pedro e São Romão sugerida, indicariam que esta suíte apresentaria tal afinidade somente na fase final de sua formação.

As características destes processos ficam expostas pela origem do material híbrido a partir de fusão

parcial de rochas ortoderivadas e subordinadamente paraderivadas do Complexo Bacaeri-Mogno, associados a materiais mantélicos. As principais evidências são a presença de enclaves básicos, associação de campo e afinidades composicionais e geoquímicas com os migmatitos do Complexo Nova Monte Verde, e valores de ϵ_{Nd} negativos.

Sua origem estaria relacionada a condições físico-químicas e termodinâmicas típicas. Sucessivos eventos corroboraram sua formação, com destaque para os seguintes:

a) Imiscibilidade química gerando magmas composicionalmente distintos como resultado de fusão crustal + material mantélico e mistura mecânica de pelo menos dois tipos de magmas de composição distinta. São evidências a ocorrência de apófises de composição diorítica em fácies mais ácidas, enclaves dioríticos com feições de assimilação, cristais de feldspato alcalino de composição idêntica ao dos granitos, incluso na fase diorítica com bordas e contatos entre as duas fases sinuosas, onduladas, indicando viscosidade comum entre os dois conjuntos;

b) Assimilação crustal com a ocorrência de líquidos hibridizados registrada pela presença de tonalitos e de granodioritos associados;

c) Evidências de processos de diferenciação magmática: Ordem de cristalização com o fracionamento inicial de máficos ficando cada vez mais ácidos para o fim da série. Comportamento petroquímico idêntico mostrando evolutivamente desde termos metaluminosos até peraluminosos;

d) Dados estruturais e ambientação tectônica compatível com o processo proposto. Rochas estruturadas em ambiente tectônico de arco magmático, subsequente imposta à fase transcorrente;

e) Similaridade química de elementos traços, terras-raras e principalmente correspondente em idade com as demais unidades graníticas subsequentes.

2.2.8 Granito São Pedro (PP γ sp)

Esta unidade compreende um conjunto de corpos graníticos individualizados dentro do Complexo Xingu, como Granito Juruena, Silva *et al.* (1974) e denominado por Leal *et al.* (1980) de Gnaiss Apiaçá, que juntamente com os metamorfitos da Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú (Pessoa *et al.*, 1977) comporiam o Complexo Xingu.

Durante a execução do Projeto-Alta Floresta esta unidade litodêmica foi reconhecida e individualizada como uma unidade tanto independente do Complexo Xingu quanto do Granito Juruena e denomi-

nada Granito São Pedro, representada pelos corpos plutônicos, sincinemáticos, anisótipos de aspecto sigmoidal, sob a forma de batólitos, *stocks* e *roof pendants*, orientados segundo uma densa e intrincada rede de zonas de cisalhamento de direção E-W/NW-SE e metamorfizados na fácies anfibolito médio a xisto-verde.

Caracteriza-se basicamente por biotita monzogranitos (40-60%), hornblenda-biotita monzogranitos (40-60%), monzodioritos e granodioritos (10%), de grande variabilidade estrutural, com termos protomiloníticos, miloníticos a gnáissicos. Subordinadamente ocorrem diferenciados dioríticos, quartzo-dioríticos e enclaves anfibolíticos.

Representam um litodema de natureza calcioalcalina, alto potássio, híbridos meta a peraluminosos, possivelmente gerados em ambiente tectônico pós-colisional, conforme suas características estruturais, petrológicas e litoquímicas.

O Granito São Pedro (PP γ sp) tem como área-tipo um assentamento do INCRA denominado Comunidade São Pedro, cuja localização encontra-se a sudoeste da Folha Alta Floresta, nas imediações da fazenda Mogno. Na Folha Ilha 24 de Maio apresenta-se como uma faixa alongada de direção NW/SE, seccionando-a desde o extremo-sudeste até a parte norte, onde adentra a Folha Alta Floresta. Suas melhores exposições encontram-se no distrito do Colorado, nas imediações das comunidades de Vila Santana, Ouro Verde, Monte das Oliveiras, ao sul da fazenda Mogno e na fazenda Torres.

Os contatos com o Complexo Nova Monte Verde (PPmv), Suíte Vitória (PP γ v) e com o Granito São Romão (PP γ sr) são muito diversificados, seja por falhas dúcteis transcorrentes, seja por relações de intrusão, (fotografia 2.16) e, localmente, até contatos transicionais.

Ocorre também de forma tectônica, por falha ou zona de cisalhamento contracional oblíqua ao longo de todo contato com a Suíte Juruena (PP γ j) e intrusivo no Complexo Bacaeri-Mogno (PPbm). Finalmente apresenta-se como *roof pendants* em relação à Suíte Nova Canaã (PP γ nc). Em alguns casos, os contatos são aproximados ou inferidos pela geofísica, por estarem encobertos por espessas formações superficiais.

Contatos internos entre fácies de seus termos graníticos e granodioríticos são freqüentemente transicionais ou por zonas de cisalhamento essencialmente dúcteis, confinadas ou em amplas faixas de deformação, (fotografia 2.17).

Sua análise mesonormativa, quando interpretado no gráfico QAP de Le Maitre (1989), indica uma



Fotografia 2.16 – Detalhe de contato nítido e retilíneo por uma descontinuidade a baixo ângulo com intrusão do Granito São Romão no Granito São Pedro. FB-08 (553996/8894473).



Fotografia 2.17 – Contatos transicionais e zona de cisalhamento em gnaisses granodioríticos e granitos protomiloníticos São Pedro. AF-42 (588543/8845897).

variabilidade composicional entre termos granodioríticos e monzograníticos (figura 2.39). A análise petrográfica de 15 amostras representativas, coalesce com a mesma interpretação litoquímica, além de demonstrar a presença de litótipos monzodioríticos (tabela 2.15).

As amostras e sua mineralogia são apresentadas de forma que mostrem a evolução de sua deformação.

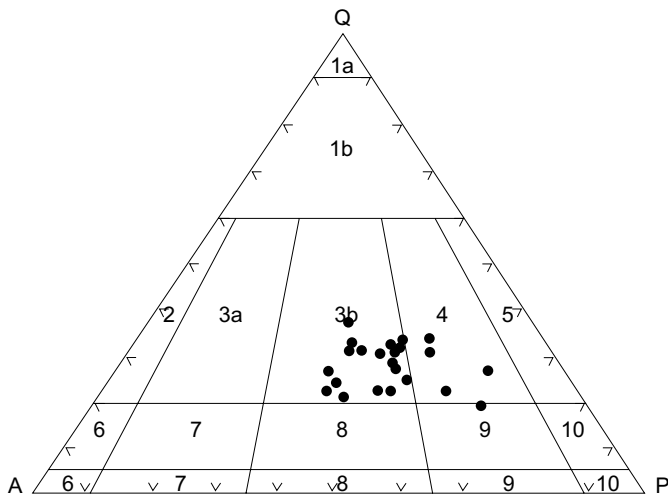


Figura 2.39 – Diagrama QAP, mesonormativo de Le Maitre (1989), dos litótipos São Pedro.



Fotografia 2.18 – Padrões do Granito São Pedro típico em zonas de alto strain, apresentando em detalhe exemplar com texturas porfiroclástica e granolepidoblástica. AF-014A (570893/88634750).

Os monzogranitos apresentam cor cinza a rosa, com manchas, trilhas e intercalações descontínuas, leuco a mesocráticas. São inequigranulares, de granulação média a grossa, com texturas porfiritica, porfiroclástica, porfiroblástica, granoblástica e granolepidoblástica, (fotografia 2.18).

Os monzodioritos e granodioritos são litótipos subordinados. Podem constituir fácies ígneas, e representam apenas termos menos diferenciados.

Apresentam texturas e estruturas ígneas primárias, quando localizados nas zonas externas ou distantes de zonas de strain (fotografia 2.19). Textura porfiritica com megacristais tabulares e euédricos

de feldspatos, plagioclásios zonados, são frequentes nestas rochas.

A análise estrutural sugere que estas rochas foram posicionadas em nível crustal de meso a catazona, sob regime deformacional dúctil, de natureza transpressional oblíqua e cinemática preferencial sinistral e subordinadamente dextral, identificadas por assimetria da foliação SC, estruturas sigmoidais e porfiroclastos rotacionados (fotografia 2.20).

Estruturas planares apresentam direção E/W a NW/SE e são caracterizadas por foliação milonítica e/ou bandamento gnáissico, com atitudes E/W a NW/SE e mergulhos de médio a alto ângulo para

Tabela 2.15 – Composição modal estimada (%) – Granitos São Pedro (monzogranitos, granodioritos monzodioritos).

Mineralogia	Deformadas												Granitos Isótopos		
	Milonitos	Gnaisses			Metagranito Protomilonítico				Granito Foliado						
		JD-05	AF-80c	AF-68	AF-80b	AF-110	HG-128	AF-43	JD-06	AF-33	HG-138	HG-127			
Quartzo	45	30	22	30	5	15	20	20	30	20	25	25	25	20	20
Plagioclásio	-	36	20	20	56	33	20	25	20	25	20	20	25	27	30
K-Feldspato	-	15	34	44	15	20	25	31	34	37	30	42	33	20	44
Hornblenda	-	5	5	-	3	5	10	3	-	-	-	-	-	10	-
Biotita	-	10	8	5	10	15	10	-	5	5	8	5	8	12	3
Muscovita	45	-	-	-	-	-	-	-	2	2	3	-	-	-	Tr
Clorita	10	Tr	1	-	Tr	1	3	2	3	3	2	1	3	1	Tr
Sericita	-	-	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Epidoto	-	Tr	5	Tr	5	3	5	3	2	3	3	2	2	3	Tr
Fluorita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Tr	-	-
Titanita	-	1	2	Tr	3	2	1	3	Tr	Tr	2	1	Tr	3	Tr
Apatita	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Allanita	-	Tr	Tr	-	-	1	Tr	-	-	-	1	Tr	-	-	-
Zircão	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Opacos	Tr	1	Tr	Tr	1	1	2	1	1	2	2	1	1	1	Tr
Carbonato	-	-	Tr	-	Tr	1	1	-	Tr	Tr	1	Tr	Tr	Tr	-
Argilo-minerais	-	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1



Fotografia 2.19 – Aspecto do Granito São Pedro em porções menos deformadas, apresentando textura porfirítica. AF-81 (501166/8883270).



Fotografia 2.20 – Aspectos de deformação do Granito São Pedro com rotação sinistral de porfiroclastos de K-feldspatos, concordantes à foliação protomilonítica de direção E/W. HG-137 (572475/8863633).

N/NE, configurando uma estrutura com transporte tectônico de SW para NE.

Apresentam estruturas protomiloníticas a miloníticas e *augen* com variações deformacionais internas em função da proximidade das zonas de alto *strain*. Recristalizações, cominuição mineral e mosaicos de cristais quartzo poligonizados, com pontos de junção tríplice, são feições típicas.

As bandas de cisalhamento exibem uma trama protomilonítica a milonítica e tectonitos do tipo L e LS, onde pórfiros de feldspatos alcalinos, biotita e quartzo alinham-se segundo a foliação.

Em todos os litótipos, a mineralogia essencial é composta por feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo.

O feldspato alcalino ocorre como pórfiros centimétricos, orientados segundo fluxo magmático e/ou paralelos ao eixo de alongação máxima. Na matriz aparece como mosaicos de cristais tabulares, ou lenticularizados, ou poligonizados, ou em fragmentos xenomórficos entremeados, triturados, imbricados entre si, exibindo eventuais inclusões de plagioclásio, quartzo e biotita.

Texturas peritíticas são observadas nas seguintes proporções: $Plg > Pert = 21\%$, $Plg \approx Pert = 32\%$ e $Pert > Plg = 47\%$, cujo significado tectônico conforme Maniar & Piccoli (1989) é atribuído a granitos orogênicos e pós-colisionais.

O plagioclásio ocorre como cristais prismáticos, subidiomórficos a xenomórficos ou lenticularizados e fraturados, parcialmente saussuritizados.

O quartzo aparece como cristais ora xenomórficos ora constituindo mosaicos poligonizados e im-

bricados entre si, exibindo extinção ondulante, recristalização e estiramento.

A biotita é verde a parda, ocorre em agregados lamelares e, juntamente com a hornblenda verde, tabular a prismática, subidiomórfica a idiomórfica, formam agregados deformados e linearizados. A hornblenda ocorre como mineral metamórfico nos tipos gnáissicos e protomiloníticos, embora apareça em menor proporção nos termos ígneos.

Estas rochas por vezes encontram-se parcialmente hidrotermalizadas e sua assembléia secundária inclui epidoto, clorita, carbonato, sericita e argilominerais.

A análise microestrutural destas rochas demonstra que no estágio protomilonítico o quartzo apresenta extinção ondulante forte com formação de bandas de deformação e subgrãos, não havendo marcante orientação preferencial dos cristais. Localmente, podem ser reconhecidos cristais poligonais ou junções tríplices.

Os feldspatos geralmente orientam-se segundo direção concordante com a foliação e deformação regional. Dentre os minerais máficos, a biotita com orientação preferencial fraca a moderada, a hornblenda com leve orientação dos cristais, dispostos segundo uma direção preferencial, subparalela aos porfiroclastos, contribuindo no desenvolvimento de uma foliação protomilonítica.

Em estágio de deformação mais avançado, a foliação é mais bem definida com a presença de níveis enriquecidos em minerais máficos alternados com níveis quartzo-feldspáticos. No quartzo é normal a presença de bandas de deformação e gradu-

almente há o aumento da quantidade de cristais poligonais, cujos limites são mais bem definidos e unidos por junções triplíceis.

Os cristais de feldspato potássico apresentam orientação preferencial moderada a forte, assumem tipologia amendoada ou arredondada e estão dispostos assimetricamente, configurando sombras de pressão.

A biotita dispõe-se em finos níveis descontínuos e ondulados, fortemente orientados e constituídos por finos cristais lamelares. Os cristais de hornblenda apresentam-se fortemente orientados e dispostos em trilhas de finos grãos recristalizados. Há marcante redução da granulação com relação ao estágio protomilonítico, em resposta à recristalização, constatando os diversos estágios deformacionais a que estas rochas foram submetidas.

A análise litoquímica indica que esta unidade possui um padrão de série magmática calcioalcalina, alto potássio, metaluminoso a peraluminoso, conforme as figuras 2.40, 2.41 e 2.42, de Irvine & Baragar (1971), Rickwood, (1989) e Índice de Shand modificado por Maniar & Piccoli (1989), respectivamente.

Os dados da tabela 2.16, mostram os resultados das análises químicas para elementos maiores, traços e terras-raras para sete amostras representativas do PPγsp.

A análise dos elementos maiores e traços apresentam as seguintes características: *range* de SiO₂ entre 60% a 73%; razão Na₂O/CaO < 2,2 (em peso %); o somatório Na₂O e K₂O de 6,57% a 9,9% variável proporcionalmente ao range de SiO₂; razão Na₂O/K₂O

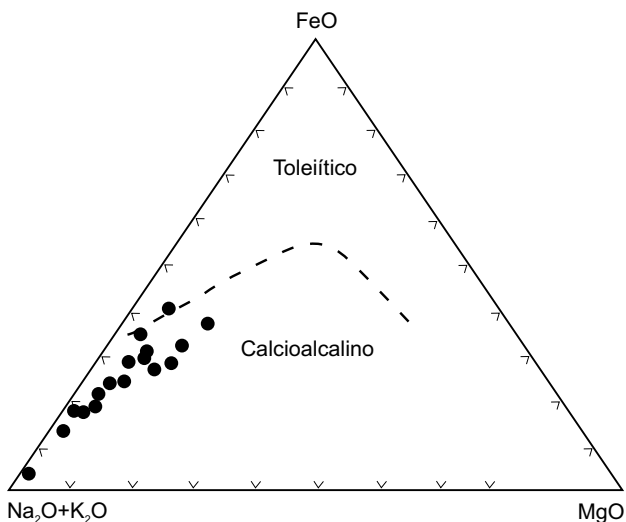


Figura 2.40 – Gráfico de Irvine & Baragar (1971), discriminante dos campos toleítico e calcioalcalino, para o Granito São Pedro.

entre ~0,5 e 1.6 (em peso %); razão MgO/FeO(t) entre 0,1 e 0,4 (em peso %); e enriquecimento em K, Rb, Ba, Th, U, Y e Ta.

A interpretação litoquímica mostra que estas rochas são ácidas, calcioalcalinas, metaluminosas a peraluminosas com índice Al₂O₃/(Na₂O+ K₂O) entre 0,97 a 2,05, geralmente maior que 1,5. Formam parte de um *trend* ou série contínua, onde o aumento de SiO₂, corresponde ao aumento de K₂O, constituindo desde termos monzodioríticos até monzogranitos alto-K.

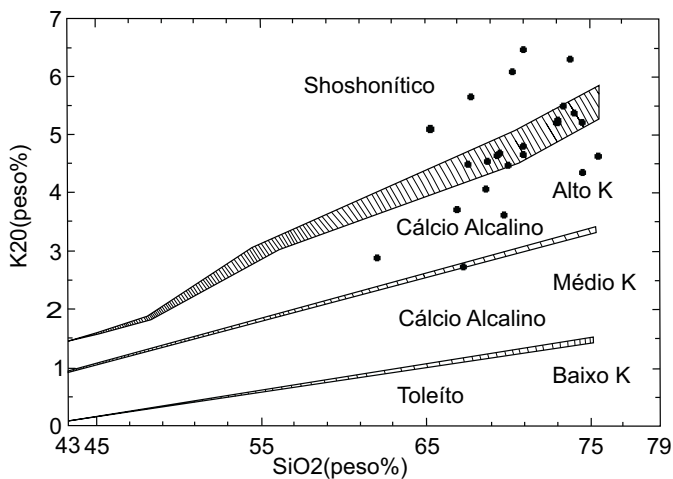


Figura 2.41 – Gráfico de Rickwood, (1989), indicativo dos campos calcioalcalino alto-K, para a maior parte das amostras do Granito São Pedro analisadas.

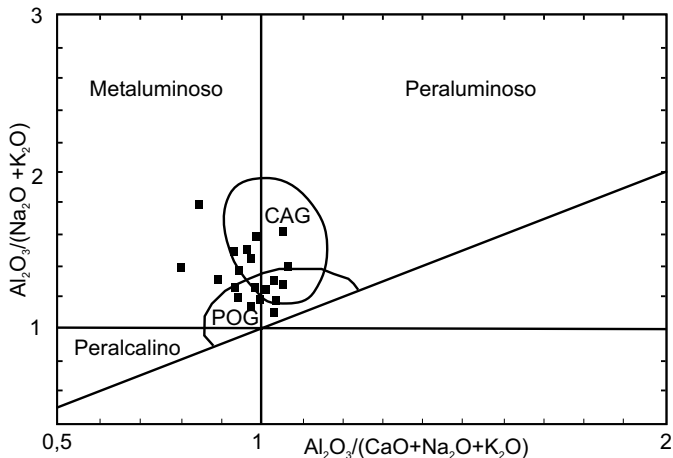


Figura 2.42 – Índice de Shand modificado por Maniar & Piccoli (1989), indicando litótipos metaluminosos com tendência metaluminosa, com ambientação tectônica transicional de granitos de arco continental a granitos pós-colisionais.

Tabela 2.16 – Análises químicas de elementos maiores, traço e terras-raras do Granito São Pedro, dados integrados do projeto.

Amostras	HG-19	HG-115b	HG-119	HG-137a	AF-89	AF-110	AF-130a	PS-24	PS-28	PS-53	PS-54	PS-55	PS-58	PS-90	PS-107	CC-141	CC-160	CC-138	CC-158
Elementos Maiores (% peso)																			
SiO ₂	65,37	68,44	60,34	67,46	69,65	63,79	68,53	67,15	73,97	68,48	68,35	66,11	65,26	69,53	73,06	70,98	71,47	73,13	65,69
TiO ₂	0,66	0,56	0,95	0,52	0,56	0,99	0,69	0,94	0,33	0,78	0,47	0,77	0,5	0,71	0,29	0,25	0,31	0,34	0,92
Al ₂ O ₃	16,59	14,94	16,40	14,89	14,74	14,36	14,17	14,95	13,63	14,84	14,42	15,14	15,97	14,81	13,79	14,30	14,14	12,63	14,11
Fe ₂ O ₃	3,95	3,41	5,75	3,98	2,38	5,27	3,79	3,12	0,87	3,62	3	3,66	3,79	2,46	1,44	2,20	2,26	2,89	6,21
MnO	0,09	0,10	0,12	0,10	0,05	0,06	0,08	0,09	0,11	0,09	0,1	0,11	0,11	0,11	0,09	0,07	0,07	0,06	0,09
MgO	0,88	0,56	1,88	1,54	0,21	1,74	0,59	0,63	0,09	0,85	0,5	0,89	1,26	0,57	0,24	0,32	0,27	0,49	0,75
CaO	3,01	2,18	5,63	3,02	1,50	4,06	2,58	2,89	0,45	3,11	1,88	2,27	3,54	1,58	1,2	1,35	1,53	1,47	2,90
Na ₂ O	4,46	4,16	3,70	3,35	3,44	2,99	3,30	3,96	4,44	3,3	3,29	3,59	4,06	4,05	4,16	3,35	3,15	2,68	2,78
K ₂ O	2,73	4,70	2,87	4,10	6,46	5,08	4,49	4,52	4,67	3,65	6,03	5,63	3,71	4,8	4,38	5,17	5,25	5,23	4,45
P ₂ O ₅	0,23	0,35	0,63	0,27	0,07	0,52	0,50	0,28	0,04	0,31	0,18	0,38	0,21	0,19	0,07	0,07	0,14	0,06	0,40
P.F.	1,28	0,31	0,90	0,49	0	0	0	0,36	0,31	0,45	0,53	0,18	0,4	0,54	0,49	0,62	0,36	-	-
Total	99,25	99,71	99,17	99,72	99,06	98,86	98,72	98,89	98,91	99,48	98,75	98,73	98,81	99,35	99,21	98,68	98,95	98,98	98,30
Elementos-Traços (ppm)																			
K	22.663	39.016	23.825	34.035	53.626	42.171	37.273	37.522	38.767	30.300	50.057	46.736	30.798	39.846	36.360	42.918	43.582	43.416	36.941
Rb	120	182	124	190	221	170	163	188	161	137	239	181	126	217	211	349	134	405	112
Sr	433	207	642	468	115	370	220	242	57	223	107	351	777	240	147	142	144	89	255
Ba	1.000	1.400	1.100	940	1.008	1.091	1.338	1.500	740	1.000	860	1.400	1.500	1.500	730	740	1.700	454	2.602
Y	44	82	40	29	134	49	141	79	66	74	168	80	106	58	132	78	29	144	74
Zr	514	836	530	244	795	982	1.518	669	298	528	498	838	188	613	315	284	619	430	2.173
Nb	22	18	15	21	42,3	23,2	20,3	30	34	24	24	18	11	29	36	31	16	50,4	20
Ta	-	1,3	-	1,7	5,5	2,8	5,4	2,7	2,0	1,4	1,2	1,5	2,2	2,6	3,1	3,4	-	7,6	2,2
Hf	13	23	14	6,90	21,9	23,7	37,6	18	7,2	14	12	22	4,3	14	10	8,5	21	13,4	51,9
Th	29	35	15	20	42,5	27,6	60,4	31	16	22	36	10	6,1	28	21	42	19	67,8	42,5
U	-	4	4	10	10,6	5	7,10	5	3	2	3	2	-	5	7	9	5	36,6	4,9
Cr	26	29	25	30	-	-	-	30	20	44	38	38	-	24	26	-	-	-	-
Cu	-	-	-	-	10	2	11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	22
Pb	-	-	-	-	6	27	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9	9
Zn	-	-	-	-	49	48	50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	84	105
Co	-	-	-	-	2	2	5	7	-	7	6	5	8	5	-	-	-	4	8
Elementos Terras-Raras (ppm)																			
La	130	120	90	55	119,3	82,3	191,2	100	120	100	170	150	84	120	97	62	42	95,5	184,7
Ce	219	242	160	100	255,5	179	413,4	170	200	170	286	160	87	265	160	150	130	213	349,6
Nd	82	100	61	39	118,8	80,6	188,8	75	91	75	120	120	69	100	83	55	34	98,5	160,10
Eu	2,5	3	2,2	1,3	2,69	2,49	4,97	3,1	1,9	3,1	1,8	3,5	1,9	3,1	2,4	10,4	6,5	18,9	22
Sm	11,1	18,8	9	6,1	21,2	13,6	32,1	14	15,4	14	16,8	19,2	12,7	16,2	14,9	1	2,8	1,04	7,44
Gd	-	-	-	-	17,91	10,54	25,68	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	17,45	16,68
Tb	1	3	1	-	3,15	1,44	3,88	2	2	2	2	4	1	2	3	2	1	3,13	2,32
Dy	-	-	-	-	20,33	8,75	23,96	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	22,08	12,86
Ho	-	-	-	-	4,89	1,80	5,17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,1	2,74
Er	-	-	-	-	16,13	5,25	15,61	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	16,31	8,57
Yb	4	8	3	3	14,51	5,16	14,14	9	6	7	13	8	8	8	14	9	3	17,3	9,92
Lu	0,6	1,1	0,5	0,4	2,28	0,73	2,15	1,1	0,6	0,8	1,8	1	0,9	0,9	1,8	1,1	0,5	2,56	1,61
Tm	-	-	-	-	2,15	0,70	2,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,41	1,52

A litoquímica e a ambiência tectônica do PPysp apresentam características mistas compatíveis com granitos associados a ambientes de arco continental evoluindo a granitos do tipo pós-colisional, (Maniar & Piccoli; 1989, Harris, 1986; figura 2.43).

Mas, segundo Liégeois (1998) estes granitos apresentam semelhanças com os granitos gerados por magmatismo calcioalcalinos alto-K, sincisalamento, observados e estudados em áreas de granitogênese pós-colisional.

Os padrões terras-raras apresentam comportamento coerente com a interpretação tectônica de granitos pós-colisionais, dada pelos elementos maiores e traços. As curvas fornecidas evidenciam um modelo enriquecido em ETRL e estabilizadas em ETRP, com anomalia negativa de európio pouco evidenciada para SiO₂ menor que 70%, e compatível com o padrão encontrado em granitos calcioalcalinos (figura 2.44).

Datação U-Pb (SHRIMP) em zircões do biotita granito porfirítico São Pedro forneceu idade de 1.784 ± 17 Ma, interpretada como idade de cristalização. Idades-modelo Sm/Nd em granada granito pórfiro, encontradas em litótipos descritos na folha São João da Barra, oscilam de 2.060Ma a 2.147Ma (Pimentel, 2001), mostrando valores de ε_{Nd} que entre +0,65 a -1,11, indicando derivação crustal ou hibridização para sua origem ou fonte.

A compreensão desta unidade envolve o entendimento de duas etapas evolutivas, tanto no espaço quanto no tempo.

A primeira envolve sua origem híbrida, onde seus litótipos são diretamente associados ao evento de fusão crustal, cuja geração relaciona-se a um processo pós-colisional de alta temperatura.

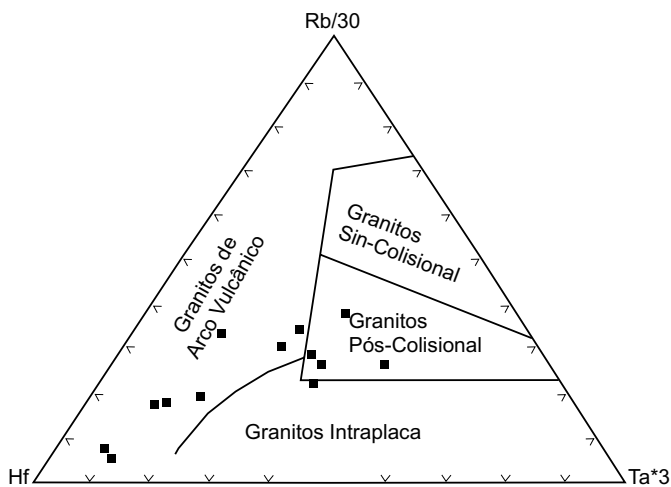


Figura 2.43 – Diagrama de Harris (1986), discriminante de ambiente tectônico do Granito São Pedro.

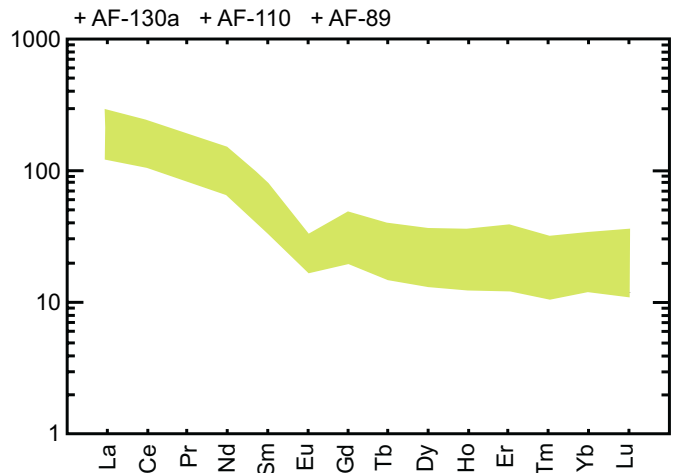


Figura 2.44 – Diagrama de ETR, normalizado segundo o manto primitivo, com range máximo e mínimo para o Granito São Pedro.

Sua origem está associada à instalação de um regime inicial compressional, transcorrente e oblíquo. A intrusão destes corpos é sincinemática às falhas direcionais, refletindo o ajuste dos blocos crustais acrescidos.

Com o ajuste dos blocos os esforços transpressivos passam a um regime transtrativo expondo o conjunto gerado na fácies anfíbolito (grau médio), às condições retrometamórficas de fácies xisto-verde.

A segunda etapa de sua evolução representa as relações com a Suíte Vitória e com o Granito São Romão, onde os controles de diferentes mecanismos atuaram simultaneamente desde diferenciação magmática a processos de assimilação e contaminação crustal.

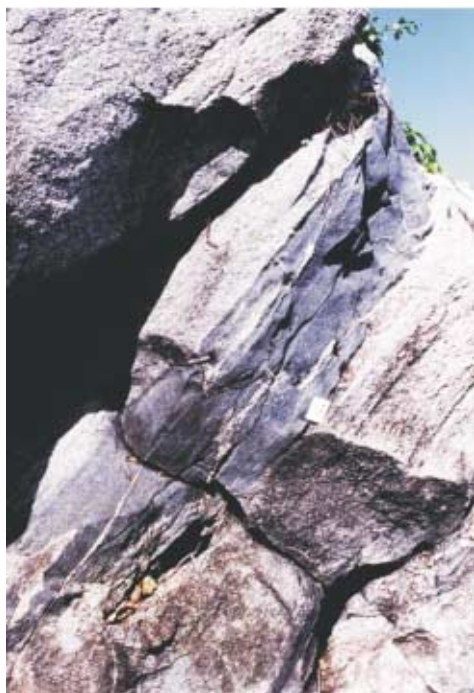
A propagação de diques, preenchidos por material básico. Estas fraturas extensionais associadas a zonas de cisalhamento de alto ângulo, são condutos para ascensão do corpo granítico com a introdução de material básico coexistente, com feldspatos alcalinos em ambas as fases (fotografia 2.21).

Presença de zonas de encurtamento crustal, associadas a metamorfismo de médio a alto grau, com *deep fracturation* favorecendo a ascensão de magma básico diferenciado, que engloba e é englobado por material granítico. Ambas as fotos comprovam existência de dois magmas distintos, com mistura mecânica das partes dentro de uma mesma câmara magmática (fotografia 2.22).

Perante os dados expostos, desde sua forma de ocorrência, associação litodêmica, estruturas, litoquímica e geocronologia, o contexto geotectônico do Granito São Pedro mostra seu posicionamento



Fotografia 2.21 – Aspecto do Granito São Pedro com AF-42a com porção básica coexistente (587162/8847120).



Fotografia 2.22 – Zonas de encurtamento crustal, associadas a metamorfismo de médio a alto grau, com deep fracturation. FB-08 (553996/8894473).

dentro de um período geodinâmico distinto e oposto aos modelos fixistas de retrabalhamento crustal.

Sua associação de campo com núcleos granulíticos localizados, (Complexo Bacaeri-Mogno) e sua correspondência com os neossomas das rochas migmatíticas do Complexo Nova Monte Verde, evidenciam os protólitos e sua origem em um modelo acrescionário transcorrente com o consumo de uma placa litosférica de idade mais antiga.

Conforme Liégeois *et al.* (1998), esta importante fase magmática de afinidade calcioalcalina, alto-K é característica deste tipo de evento orogênico, tipicamente no período pós-colisional, associado a deslocamentos ao longo de *shear zones* e/ou relacionado diretamente a processos finais de subducção oblíqua e consumo de placa litosférica.

2.2.9 Granito São Romão (PPγsr)

Na carta geológica elaborada por Silva *et al.* (1974), esses autores caracterizaram, de modo genérico, um conjunto de corpos graníticos, cataclados e remobilizados do Complexo Xingu, denominando-os de Granito Juruena.

Individualizou-se neste trabalho um litodema granítico, diferenciado por critérios petrográficos, estruturais, litoquímicos e geocronológicos, propondo-se para estas rochas a denominação Granito São Romão (PPγsr), em referência ao igarapé homônimo, situado na Folha Rio São João da Barra, para representar um conjunto de stocks e batólito, alongados e estirados, de composição predominantemente granítica, natureza calcioalcalina de alto-K.

São constituídos predominantemente por granitos finos com microgranitos e granodioritos subordinados, em diferentes estilos estruturais e metamórficos. Ocorrem também na forma de diques de microgranitos (aplitos) cisalhados, discordantes a subconcordantes.

Estruturas protomiloníticas, miloníticas e gnáissicas são predominantes em todos os litótipos, orientando-se segundo a configuração tectônica regional de direção NW-SE.

Sua posição crustal é de nível mesozonal, tendo sido submetido a um regime deformacional eminentemente dúctil, de natureza transpressional e transraccional oblíquo em seu posicionamento. Estas rochas apresentam estágios deformacionais que englobam tipos foliados a bandados, raramente isótopos. A foliação segue este padrão de forma sinuosa com direção NW/SE e E/W com mergulhos médios a altos para NE/N.

Exibe, da fase compressiva, sistemas de dobras assimétricas e fechadas, com plano-axial paralelo à foliação, (fotografia 2.23). É normal a ocorrência de estruturas ptigmáticas em padrões complexos, seccionadas por veios de quartzo centimétricos a milimétricos, conjuntamente envolvidos no processo deformacional (fotografia 2.24).

Mostram também o rompimento destas feições dobradas, em fase transtraccional, formando estruturas do tipo *boudins* e dobras sem raiz (fotografia 2.25).

O PP_{γsr} apresenta associação estrutural com os terrenos gnáissicos e migmatíticos de médio grau metamórfico e relações litoquímicas e geocronológicas com o Granito São Pedro.



Fotografia 2.23 – Aspecto deformacional do Granito São Romão, com dobras assimétricas e fechadas, com plano-axial paralelo à foliação, desenvolvidas sob domínio dúctil e cisalhamento simples. AF-101 (545548/8858743).



Fotografia 2.24 – Estruturas ptigmáticas, Granito São Romão, veios de quartzo centimétricos a milimétricos, desenvolvidas sob domínio dúctil, regime contraccional e cisalhamento puro. JD-21b (562752/8848001).



Fotografia 2.25 – Aspecto em planta de veios aplíticos fortemente dobrados do Granito São Romão. AF-101 (545548/8858743).

Nesta folha, ocorrem bons afloramentos desta unidade e sua distribuição restringiu-se à porção central e noroeste da mesma.

As melhores exposições encontram-se ao longo da estrada vicinal MT-325, desde o ribeirão Santa Helena até as adjacências do garimpo do Padeiro, nos arredores da comunidade Redenção e das fazendas Santa. Amália, Santa. Maria e Copeçal, na estrada MT-160, próximo à fazenda Rio Preto e nos trechos médios dos rios Jacaré e Paranaíta.

O contato é tectônico por falhas transcorrentes ou por zonas de cisalhamento dúcteis com a Suíte Nova Canaã (PP_{γnc}) e Grupo São Marcelo-Cabeça. Com o Complexo Nova Monte Verde (PP_{mv}), Suíte Vitória (PP_{γv}) e Granito São Pedro (PP_{γsp}) é ou por falha, por intrusão, ou localmente transicional.

Com o Complexo Bacaeri-Mogno (PP_{bm}) faz contato por falha ou zona de cisalhamento contraccional oblíqua. Em alguns casos, o contato é aproximado ou inferido por estar encoberto.

A anisotropia é uma característica da unidade, sendo granitos finos os litótipos dominantes, invariavelmente deformados e metamórficos. São rochas leucocráticas, em geral de coloração cinza em tons claros a escuros, com manchas rosas, verdes e às vezes pretas, e inequigranulares de granulação fina a média (fotografias 2.26 e 2.27).

Texturas granoblástica, granolepidoblástica são comuns, granular e microporfirítica observadas somente em raríssimos termos não deformados. Estruturas com foliação protomilonítica, milonítica e bandamento gnáissico incipiente são predominantes, associadas a feições contraccionais e transtrativas com padrões lenticulares e sigmoidais.



Fotografia 2.26 – Biotita granitos finos com bandas de material granítico grosso, anisótipos, heterogêneos, metamórficos e deformados, típicos do Granito São Romão. AF-101 (545548/8858743).



Fotografia 2.27 – Biotita granitos miloníticos, finos e veios graníticos aplíticos marcando dobras isoclinais, vistas aqui no seu aspecto em planta. AF-101 (545548/8858743).

Os microgranitos e granodioritos são termos subordinados e apresentam igualmente as mesmas características deformacionais e de metamorfismo.

A tabela 2.17 representa a análise petrográfica de 12 amostras do Granito São Romão (PP γ sr).

As principais características mineralógicas são: a constante presença de dois feldspatos, com os tipos pertíticos dominantes; quartzo em proporção máxima de 30%; ocorrência restrita de hornblenda e muscovita nos litótipos da unidade; presença de opacos, principalmente magnetita; apatita na mineralogia acessória de todas as amostras.

A análise microscópica mostra que são rochas quartzo-feldspáticas, de textura porfiroclástica, com matriz granoblástica fina a média e estrutura foliada, muito deformada. Porfiroclastos de K-feldspato pertítico, plagioclásio e eventualmente hornblenda, ocorrem fraturados a fragmentados, estirados, lenticularizados a sigmoidais. Na matriz além de fragmentos de feldspatos ocorrem quartzo triturado, em agregados estirados (*ribbons*), envolvendo os porfiroclastos, com imbricamento entre os subgrãos e intensa extinção ondulante.

Agregados lamelares (*clots*) de biotita marrom-avermelhado a verde, em parte cloritizada, as-

Tabela 2.17 – Composição modal estimada (%), do Granito São Romão, na Folha Ilha 24 de Maio.

Mineralogia	Bt. granodiorito		Hb-Bt granito fino		Bt granito protomiloníticos		Granito fino			Microgranito	Granito fino	
	AF-96	AF-98a	AF-61	A-F86	AF-98	AF-117	HG-133	FB-10	JD-21	AF-120	AF-118	AF-101
Quartzo	30	25	25	25	25	20	30	28	25	25	25	25
Plagioclásio	38	25	20	20	25	28	25	30	25	27	30	20
K-Feldspato	15	32	33	32	32	28	30	35	33	37	30	44
Hornblenda	-	-	5	10	-	-	-	-	-	-	-	-
Biotita	10	10	5	3	10	10	4	3	5	2	3	5
Muscovita	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	3	-
Clorita	-	-	2	-	-	-	2	Tr	-	1	2	-
Sericita	1	1	1	1	1	2	2	1	2	Tr	2	1
Epidoto	1	1	4	5	1	5	2	1	3	1	1	1
Titanita	Tr	-	2	2	-	3	Tr	Tr	3	-	1	-
Apatita	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Allanita			Tr	-	-	-	Tr	Tr	Tr	-	-	-
Zircão	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Opacos	4	5	2	1	5	3	1	1	3	4	1	1
Carbonato	Tr	Tr	Tr	-	Tr	-	Tr	-	Tr	-	1	2
Argilo-minerais	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

sociam-se a cristais menores de hornblenda, quando esta fase está presente. Titanita, opacos e epidoto, ocorrem em aglomerados máficos lenticularizados e estirados. Clorita, sericita, epidoto, carbonato e argilominerais são produtos de alteração hidrotermal.

Opacos e titanita em cristais xenomórficos, apatita em prismas ou em grãos, zircão em cristais subeuédricos e allanita euédrica, parcialmente metamictizada são os minerais acessórios encontrados.

A análise litoquímica indica que o Granito São Romão apresenta um padrão de série magmática calcioalcalina, alto potássio, metaluminoso a peraluminoso e razões de elementos maiores compatíveis com a classificação de granitos pós-colisionais, proposta por Maniar & Piccoli (1989). Conforme as figuras 2.45, 2.46 e 2.47, de Irvine & Baragar, (1971), Le Maitre, (1989) e Índice de Shand modificado por Maniar & Piccoli (1989), respectivamente.

Os dados da tabela 2.18, mostram os resultados das análises químicas para elementos maiores, traços e terras-raras para sete amostras do PPysr.

A análise dos dados dos elementos maiores e traços apresenta as seguintes características: range de SiO_2 alto e homogêneo em torno de 66% a 73%; valor da razão Na_2O/CaO variável; o somatório Na_2O e $K_2O > 7\%$ e diretamente proporcional ao range de SiO_2 ; valor da razão $Na_2O/K_2O < 1$ em peso %; valor da razão $MgO/FeO(t) > 0,2$ em peso; enriquecimento em K, Rb, Sr, Ba, Th e Ta.

Formam parte de um *trend* ou série contínua, onde o aumento de SiO_2 corresponde ao aumento de K_2O , constituindo termos monzograníticos

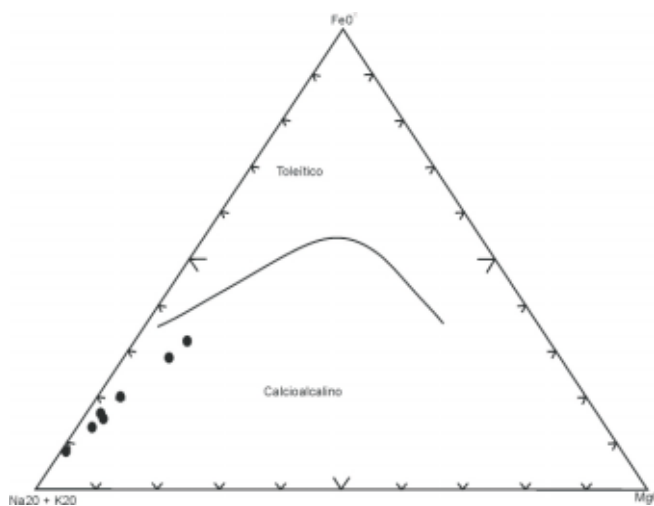


Figura 2.45 – Gráfico de Irvine & Baragar (1971), discriminante dos campos toleítico e calcioalcalino, para o Granito São Romão.

alto-K compatíveis com granitos associados a ambiente de arco continental e com granitos tipo pós-colisionais, (figura 2.48) de Harris (1986).

Os padrões terras-raras apresentam curvas cujo comportamento evidencia um modelo enriquecido em ETRL e estabilizado em ETRP, com anomalia negativa de európio e compatível com o padrão encontrado em granitos calcioalcalinos. A área da figura 2.49 representa o *range* para os ETR encontrados no Granito São Romão.

Datação U/Pb (SHRIMP) em zircões de biotita metagranito fino, protomilonítico forneceu idade de

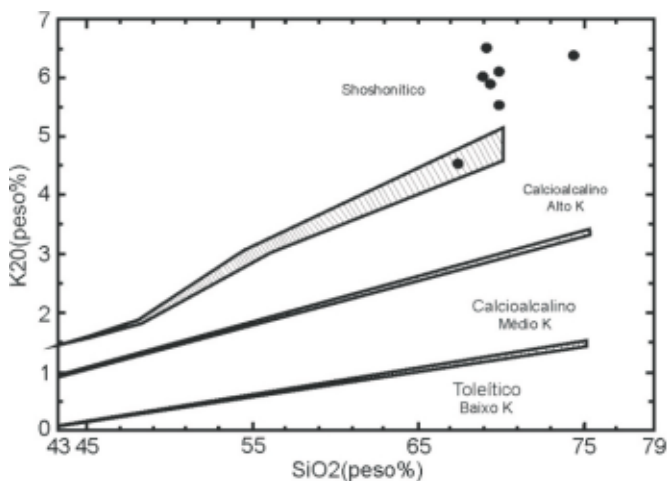


Figura 2.46 – Gráfico $SiO_2 \times K_2O$ de Le Maitre (1989), discriminante de litótipos alto-K, dados plotados do Granito São Romão.

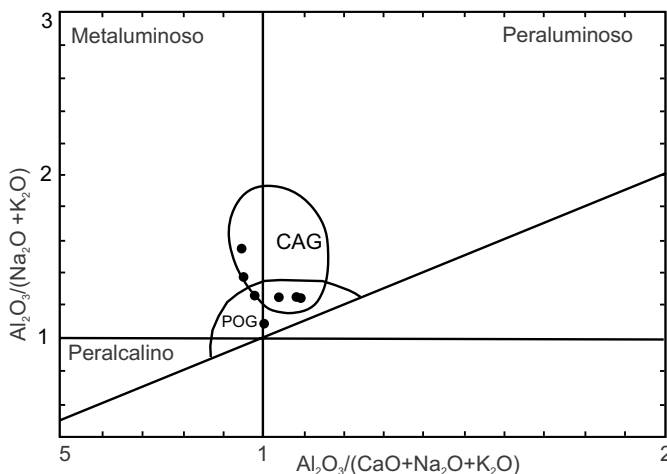


Figura 2.47 – Índice de Shand, modificado por Maniar & Piccoli (1989), para os granitóides São Romão, indicando tendência transicional de granitos de arco continental para tipo pós-colisional.

Tabela 2.18 – Dados químicos do Granito São Romão, integrados para o projeto.

Amostras	PS-23	PS-26	PS-41	PS-158	AF-82a	JD-17b
Elementos Maiores (% peso)						
SiO ₂	68,30	73,26	69,81	69,32	70,73	66,00
TiO ₂	0,63	0,38	0,31	0,52	0,66	0,62
Al ₂ O ₃	16,22	13,52	15,15	15,19	12,51	15,54
Fe ₂ O ₃	1,78	0,94	2,07	2,71	4,33	3,83
MnO	0,11	0,14	0,07	0,07	0,06	0,08
MgO	0,29	0,08	0,30	0,46	1,03	0,89
CaO	2,04	0,56	0,96	1,32	2,23	3,45
Na ₂ O	4,48	4,16	3,87	4,18	2,56	3,24
K ₂ O	5,04	5,25	5,42	4,96	4,57	4,45
P ₂ O ₅	0,10	0,03	0,07	0,05	0,12	0,18
P.F.	0,36	0,18	0,45	0	0	0
Total	99,35	98,50	98,48	98,78	98,80	98,28
Na ₂ O/ K ₂ O	0,88	0,79	0,71	0,84	0,56	0,73
Na ₂ O/ CaO	2,20	7,42	4,03	3,16	1,15	0,93
MgO/Fe ₂ O ₃ (t)	0,16	0,08	0,14	0,16	0,23	0,23
MgO/MnO	2,64	0,57	4,28	6,57	17,16	11,12
Elementos-Traço (ppm)						
K	41.839	43.582	44.993	41.174	37.937	36.941
Rb	195	239	246	175	243	142
Sr	310	75	212	292	176	472
Ba	1.500	630	1.600	1.621	723	1.298
Ta	2,7	2,8	1,8	2	5,3	1,6
Y	103	110	63	55	53	36
Zr	604	338	365	374	457	339
Nb	25	33	26	18,6	23,9	17,5
Th	29	27	23	18,3	24,8	21,8
U	6	6	4	2	9,2	3,2
Cr	26	23	-	-	-	-
Cu	-	-	-	1	14	6
Pb	-	-	-	8	11	26
Zn	-	-	-	50	60	46
Co	-	-	-	5	8	8
Elementos Terra-Raras (ppm)						
La	160	90	100	91,3	64,5	61,5
Ce	222	170	130	185	140,5	118,3
Nd	130	94	75	82,3	61,8	54,8
Eu	4,1	2,8	2,2	2,75	1,6	2,22
Sm	22,4	19,7	11,8	13,4	10,5	8,7
Gd	-	-	-	10,47	9,09	6,92
Tb	3	3	2	1,52	1,43	1,01
Dy	-	-	-	9,71	8,93	6,4
Ho	-	-	-	2,02	1,94	1,18
Er	-	-	-	6,04	6,09	3,81
Yb	-	-	-	0,03	6,36	6,86
Lu	1,3	1	0,8	0,91	0,96	0,58
Tm	-	-	—	0,86	0,93	0,53

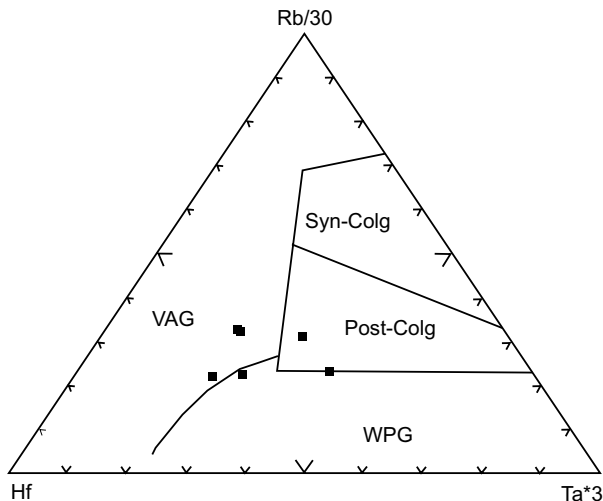


Figura 2.48 – Diagrama de Harris (1986), discriminante para granitos de arco e pós-colisionais.

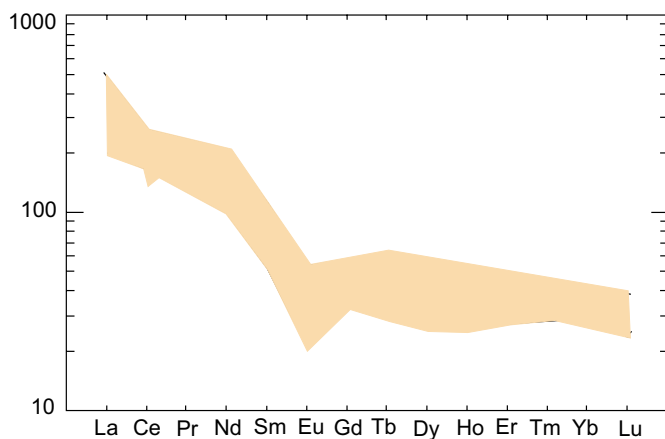


Figura 2.49 – Gráfico ETR do Granito São Romão, normalizado segundo o manto primitivo (Taylor & McLennan, 1989).

$1.770 \pm 9\text{Ma}$, interpretada como idade de cristalização. Idade-modelo Sm/Nd em biotita granada granito-gnaiss, apresenta valor de 2.098Ma , mostrando valores de ϵ_{Nd} de $+0,14$ a $-1,43$, indicando derivação crustal ou hibridização para sua origem ou fonte.

Conclui-se que o Granito São Romão apresenta relações estruturais, litoquímicas e temporais similares ao mesmo evento que originou o Granito São Pedro.

O caráter híbrido, meta a peraluminoso, alto-K, somado aos valores de ϵ_{Nd} sugerem sua origem como associada ao evento de fusão crustal, ligada ao processo colisional de alta temperatura. Os pro-

cessos de diferenciação magmática e fracionamento, isolaram estes granitos como produtos finais da série, tornando-os cada vez mais ácidos e peraluminosos, fato este comprovado pelos dados litoquímicos e geocronológicos, além de sua mineralogia, tipicamente quartzo-feldspática com poucos máficos e de textura e granulação.

O posicionamento mesozonal está relacionado ao ajuste de blocos crustais acrescidos em evento de regime transtrativo, com a intrusão destes corpos sincinemáticos às falhas direcionais dúcteis, em condições metamórficas de fácies xisto-verde a anfíbolito (baixo a médio grau).

2.2.10 Granito Apiacás (PP γ)

O termo Gnaiss Apiacás foi utilizado por Leal *et al.*, (1980) para denominar um conjunto de rochas fortemente foliadas, essencialmente graníticas, caracterizadas pelo desenvolvimento de abundantes feldspatos alcalinos e plagioclásio sódico, aflorantes no leito do rio Apiacás e que, juntamente com os metamorfitos da Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú (Pessoa *et al.*, 1977) compoariam o Complexo Xingu.

A denominação Granito Apiacás (PP γ) é utilizada para caracterizar um conjunto de leucogranitos a granada e/ou duas micas, peraluminosos e de ambiência colisional, que ocorrem normalmente sob forma de corpos alongados segundo a estruturação regional e em razão da cidade homônima localizar-se sobre o principal corpo encontrado na área do projeto.

A melhor exposição destas rochas na Folha Ilha 24 de Maio, encontra-se na fazenda Mogno no extremo-noroeste da folha; em geral são afloramentos alterados intempericamente e de pequeno porte, com uma pequena área de exposição.

Os contatos com as demais unidades não foram determinados, sendo em alguns casos inferidos por métodos indiretos (aerogeofísica) sugerindo que sejam de natureza tectônica, principalmente com o Granito São Pedro.

São rochas com assinatura aerogeofísica peculiar, uma vez que está associada a valores radiométricos baixos nos canais de U, Th e K em contagem total, diferente das demais unidades graníticas da região.

Os principais litótipos encontrados nesta folha são muscovita-biotita monzogranitos e biotita monzogranitos, onde a principal característica mineralógica é a presença de biotita e muscovita ígneas. Litótipos com fácies a granada são observados na Folha Rio São João da Barra e nesta folha há indicações indiretas de sua ocorrência. São rochas leu-

cocráticas, brancas a cinza-claras, com minúsculas pontuações verde-escuro a preta. Mostram textura granular fina a média, granoblástica e granolepidoblástica e de estrutura orientada e foliada.

Ao microscópio são essencialmente quartzo-feldspáticos, com cristais de K-feldspato, plagioclásio e quartzo xenomórficos. A biotita é parda e ocorre em lamelas e agregados lamelares orientados. A muscovita apresenta-se em lamelas dispersas e bem desenvolvidas. Epidoto, sericita e carbonato são produtos secundários. Opacos e zircão são minerais acessórios.

Concentrados de bateia próximos à área de ocorrência destes granitos indicam granada, ilmenita e monazita, sugerindo a presença de vários corpos menores, que não foram cartografados neste levantamento.

A litoquímica classifica estes granitos como calcioalcalinos de tendência subalcalina, alto-K, francamente peraluminosos, com coríndon & ilmenita normativos e formados em ambiente sin a pós-colisional, (figuras 2.50, 2.51 e 2.52), de Irvine & Baragar (1971), Le Maitre (1989), índice de Shand, modificado por Maniar & Picolli (1989), respectivamente.

A tabela 2.19 apresenta os valores de SiO₂ em torno de 71%, Al₂O₃ entre 13% e 18%, valores médios de Na₂O e K₂O semelhantes, baixo Rb (190 ppm), alto Ba e Sr (1.100 e 440 ppm).

Apresentam-se em relação às demais unidades graníticas depletadas, com baixo conteúdo de ETR, levemente enriquecidas em ETRL e estabilizadas em ETRP, com anomalia negativa de Eu, figura (2.53).

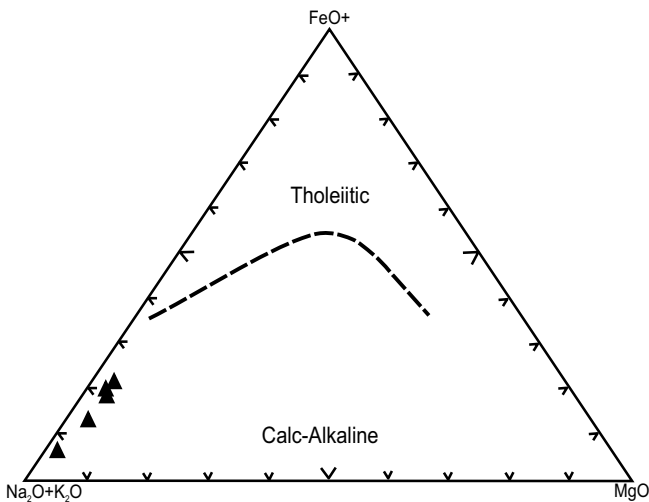


Figura 2.50 – Gráfico de Irvine & Baragar (1971), discriminante dos campos toleítico e calcioalcalino para o Granito Apiacás.

Os valores de sílica acima de 70%, associada a alta peraluminosidade, indicam processos de anatexia e origem em fontes crustais continentais.

Por estas considerações litoquímicas e mineralógicas, são na classificação de Chappell & White (1974) considerados como granitos do tipo S.

Botelho (2001), na análise dos filossilicatos, confirma o caráter magmático da muscovita, que possui concentração de até mais de 1% de TiO₂. A concentração de Al₂O₃ da biotita coexistente é em torno de 16%, indicando que estas micas estão em equilíbrio e que este litótipo é um granito a duas micas (figura 2.54).

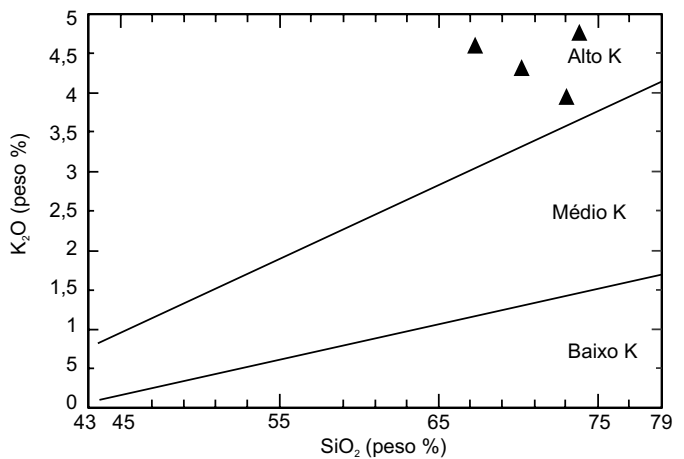


Figura 2.51 – Gráfico K₂O x SiO₂ de Le Maitre (1989), para o Granito Apiacás.

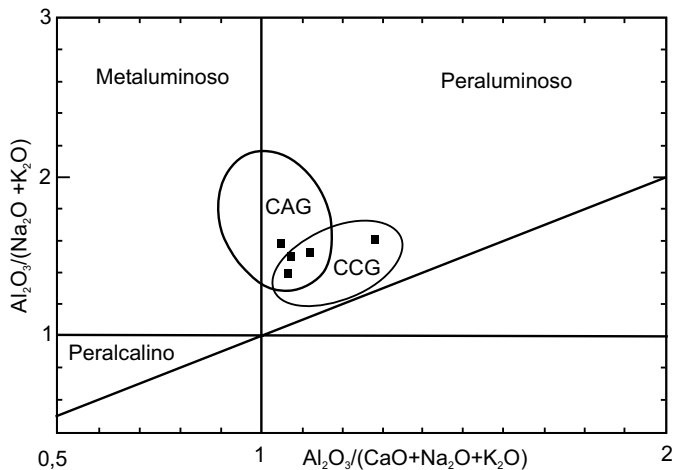


Figura 2.52 – Índice de Shand, modificado por Maniar & Picolli (1989), discriminante de ambiente tectônico, transicional de arco continental a colisão continental.

Tabela 2.19 – Análise química do Granito Apicás, dados integrados do projeto.

Amostras	PS-60	PS-62	PS-63	PS-225	AF-78
Elementos Maiores (% peso)					
SiO ₂	71,33	63,81	68,69	72,42	73,91
TiO ₂	0,11	0,26	0,34	0,02	0,33
Al ₂ O ₃	15,22	18,24	15,92	14,98	13,31
Fe ₂ O _{3(T)}	0,26	2,21	2,10	0,62	2,35
MnO	0,08	0,07	0,13	0,03	0,05
MgO	0,34	0,39	0,46	0,16	0,39
CaO	1,77	1,79	2,06	1,49	2,17
Na ₂ O	3,85	3,88	4,03	3,79	0,59
K ₂ O	3,84	4,36	4,22	4,63	7,10
P ₂ O ₅	0,09	0,10	0,16	0	0,04
P.F.	0,54	3,55	0,58	0	0
Total	97,43	98,66	98,69	98,14	100,24
Elementos-Traço (ppm)					
K	31.628	36.194	35.031	38.435	58.939
Rb	194	176	220	97	246
Sr	418	473	443	157	99
Ba	1.100	1.100	1.500	447	1.041
Ta	-	2,70	2,90	8,90	2,10
Y	32	29	36	25	70
Zr	137	358	323	92	624
Nb	23	25	27	2,1	22,2
Th	16	29	23	2,4	30,1
U	2	5	3	1,1	5,9
Cu	-	-	-	5	2
Pb	-	-	-	2	27
Zn	-	-	110	5	48
Co	-	7	-	1	2
Elementos Terras-Raras (ppm)					
La	33	36	100	24,7	90,4
Ce	95	76	160	46,1	197,7
Nd	35	27	74	16,3	84,5
Eu	1,2	1,1	2	,53	1,75
Sm	5,9	4,4	11,2	2,8	14,7
Gd	-	-	-	2,37	12,26
Tb	-	-	1	0,4	1,92
Dy	-	-	-	3	12,52
Ho	-	-	-	0,74	2,79
Er	-	-	-	2,52	8,26
Yb	5	3	4	2,9	7,26
Lu	0,6	0,4	0,5	0,4	1,05
Tm	-	-	-	,41	1,12

Botelho (2001) ressalta que estes granitos comumente estão associados a ambiente colisional, embora não descarte a possibilidade de geração em evento tardio, pós-tectônico de granitogênese peraluminosa.

Contudo, optou-se pela caracterização destes granitos como sin a pós-colisional, por entender

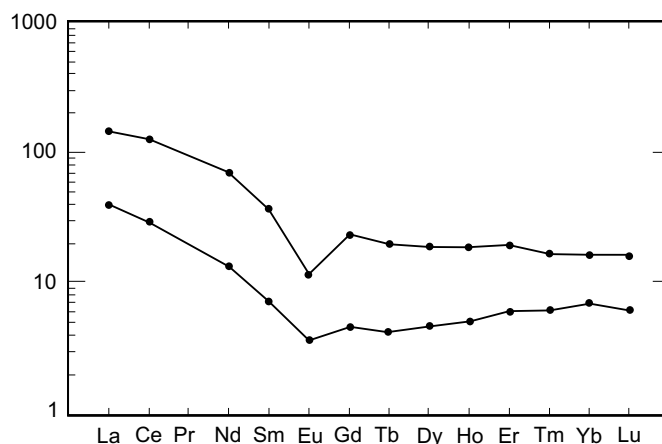


Figura 2.53 – Gráfico ETR do Granito Apicás, normalizado segundo o manto primitivo (Taylor & McLennan, 1989).

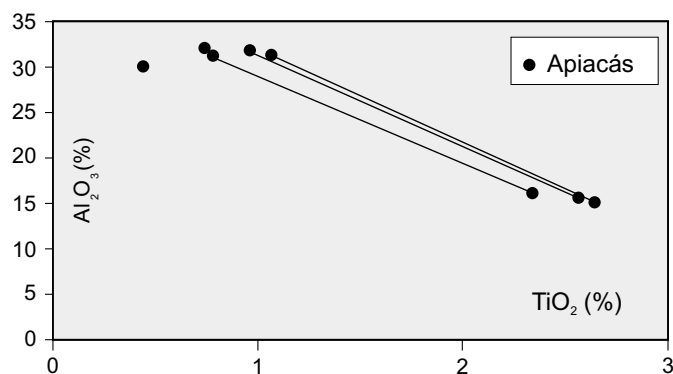


Figura 2.54 – Composição de muscovita e biotita do Granito Apicás, Botelho (2001).

que eles representam um evento plutônico de abrangência e duração moderada, associada a zonas de cisalhamento dúcteis, contracionais, responsáveis pela justaposição crustal e aglutinação dos terrenos distintos, terreno plutovulcânico e terreno acrescionário de alto grau metamórfico, com posicionamento próximo às zonas de sutura.

Dados geocronológicos não estão disponíveis, mas em função da evolução geotectônica proposta para a área, estima-se que a idade destas rochas seja compatível com a geração da Suíte Vitória (PP γ v), Granito São Pedro (PP γ sp) e Granito São Romão (PP γ sr), durante o regime compressivo e com seu posicionamento sintranscorrente, ao redor de 1.780Ma a 1.770Ma.

2.2.11 Grupo São Marcelo-Cabeça (PPmc)

Barros *et al.* (1999) identificaram na região sul da Folha Ilha 24 de Maio uma provável seqüência metavulcano-sedimentar, salientando sua importância aurífera e denominando este conjunto de rochas, em função de seu potencial metalogenético, de Subprovincia Cabeça.

Madrucci (2000) denominou estas rochas que ocorrem na região do garimpo homônimo de Seqüência Metavulcano-sedimentar do Cabeça, constituídas por quartzitos, quartzo-sericita xistos, grana-sericita xistos, clorita-sericita xistos, quartzo milonitos e *metacherts*, deformadas em regime dúctil, dobradas e transpostas por foliações miloníticas e cataclásticas, produtos de um cinturão de cisalhamento transcorrente, de orientação W/NW-E/SE.

Neste estudo renomeia-se esta unidade para Grupo São Marcelo-Cabeça, pois constatou-se que a maior área de ocorrência das rochas metavulcânicas encontra-se nas nascentes do rio São Marcelo e à sua margem esquerda, além da área de estudo principal de Madrucci (2000).

Assim, esta unidade passa a ser redefinida como uma seqüência constituída por metassedimentos clásticos, pelíticos e químicos e por uma associação vulcânica/subvulcânica ácida, com rochas piroclásticas e epiclásticas, com intrusões quartzo-dioríticas subordinadas. Todos os litótipos apresentam uma variável taxa de deformação dúctil, com tramas compatíveis às condições de fácies xistos-verdes.

A litoquímica destas rochas metavulcânicas mostra afinidade calcialcalina alto-K, subalcalinas, peraluminosas a metaluminosas, geradas em ambiente de arco vulcânico, com enriquecimento moderado em ETRL e ETRP, com anomalia negativa em Eu.

Esta seqüência foi seccionada por cisalhamento transcorrente dúctil, predominantemente sinistral, de direção geral N30°-60°W e EW, com médio ângulo de mergulho e foliações desde protomiloníticas a ultramiloníticas, em diferentes graus de anisotropia estrutural, promovendo a forma lenticular da unidade.

Formam um conjunto de cinco megalentes: rio São Marcelo, povoados Cabeça e Ourolanda, fazenda Urupá e fazendas Flor da Mata e Jataí. Essas megalentes têm formato alongado, anastomosado, comprimento quilométrico, com eixo maior disposto ao longo das direções NW-SE e WNW-ESE, em geral são delimitadas e seccionadas por zonas de cisalhamento dúcteis e transcorrentes.

A espessura aparente situa-se em torno de 8,5km e as melhores exposições dos metassedimentos estão nas circunvizinhanças dos povoados Cabeça e Ourolanda; já as das metavulcânicas situam-se ao longo da margem esquerda do rio São Marcelo, e a sul e a oeste da sede da fazenda Pontal.

A sudeste da foz do rio São Marcelo a seqüência acha-se recoberta discordantemente pelos sedimentos da Formação Dardanelos. O contato com o Complexo Nova Monte Verde, com os granitos São Romão, São Pedro e com a Suíte Nova Canaã é feito em maior parte através de zonas de cisalhamento transcorrente.

A Suíte Nova Canaã denota ser parcialmente intrusiva nesta seqüência nas imediações do baixo curso do rio São Marcelo, a sudeste deste em direção à fazenda Calixbento e a sul da fazenda Macaju ou ainda mantém contato transicional em algumas faixas onde ambas são constituídas de rochas subvulcânicas e/ou granitos epizonais.

A oeste da fazenda Pontal, as rochas metavulcânicas acham-se interdigitadas com os metassedimentos, sendo esta interdigitação aparentemente original entre suas fácies e acentuada por cisalhamento transcorrente, transpondo fatias do conjunto rochoso.

Exposições de granito subvulcânico em meio aos metassedimentos foram constatadas no garimpo Bom Jesus, no córrego Buriti a 1,7km do povoado Cabeça e na MT-325, entre o rio Paranaíta e o povoado Cabeça. Nos dois primeiros aflora formando *mullions* posicionados ao longo das dobras dos metapelitos e no último ocorre como blocos métricos junto aos metapelitos. Estas ocorrências podem representar apófises da rocha subvulcânica da própria seqüência ou estar relacionadas aos granitos da Suíte Nova Canaã.

É sugestivo que esta seqüência tenha se iniciado com a deposição de sedimentos detríticos e pelíticos em ambiente fluvial/lagunar/marinho raso seguidos de vulcanismo intermediário a ácido com sedimentação detrítica e química associada.

Segundo Wildner (2001), a presença de depósitos de caráter carbonoso, as intercalações com níveis de pelitos e de arenitos quartzíferos, o estreito relacionamento com depósitos vulcano-clásticos e epiclásticos por vezes grosseiros, podem indicar um regime deposicional transicional subaquoso, onde os depósitos grosseiros indicariam a presença de um relevo positivo provavelmente dominado por rochas vulcânicas, justaposto a corpos d'água calmos relacionados a uma bacia ou plataforma rasa.

O metamorfismo varia de incipiente, na parte leste, a médio grau, na porção oeste. Esse comportamento também foi observado nas rochas de outras unidades, notadamente na Suíte Nova Canaã.

Na seqüência está impressa uma rede de descontinuidades que se interconectam formando bandas de cisalhamento e estas por sua vez formam zonas de cisalhamento transcorrentes, principais e secundárias.

As zonas de cisalhamento principais possuem movimentos predominantemente sinistrais e direções N30°-60° W e EW, os mergulhos oscilando entre 30° e 50°. As zonas secundárias têm direções N30°-40°E, N50°-70° E e NS com mergulhos entre 30° e 50°.

Os litótipos muitas vezes são marcados pela presença de foliação milonítica (S_n), às vezes com transposição (S_{n+1}), dobras apertadas com flancos rompidos por transposições e eixos de dobras mergulhando de 40° a 60° para E.

Em alguns locais foram registrados *mullions* (40° a 70°E) e estrutura em lápis (N85°E-45°NE). É comum encontrar nestas rochas processos de alteração hidrotermal, ora de intensidade incipiente ora acentuada.

Com base nos dados levantados desde a diversidade de tipos litológicos aflorantes em uma faixa relativamente estreita, aos resultados do efeito do tectonismo imposto às rochas, e ao grau de detalhe do trabalho executado, propõe-se uma divisão do grupo em duas subunidades distintas e separadas por faixas de predominância de tipos litológicos, uma onde nos termos expostos predominam metavulcânicas (PPmc_v) e a outra onde ocorrem os metassedimentos (PPmc_s).

As rochas metavulcânicas (PPmc_v), ocorrem, principalmente, ao longo da margem esquerda do rio São Marcelo, ao sul e a oeste da sede da fazenda Pontal, formando relevo acidentado (colinoso), com cristas estreitas e alongadas, orientadas na direção N40°-50° W, constituindo um conjunto rochoso bem destacado nas imagens de radar e de satélite, como também no canal de potássio da aerogeofísica (figura 2.55).

São representadas por tipos subvulcânicos epizonais (microgranito, micromonzonito, microquartzo-diorito, quartzo-sienito e microgranodiorito), tipos vulcânicos (riolito, riodacito), tipos piroclásticos (tufo e brecha) e por tipos epiclásticos (paraconglomerados).

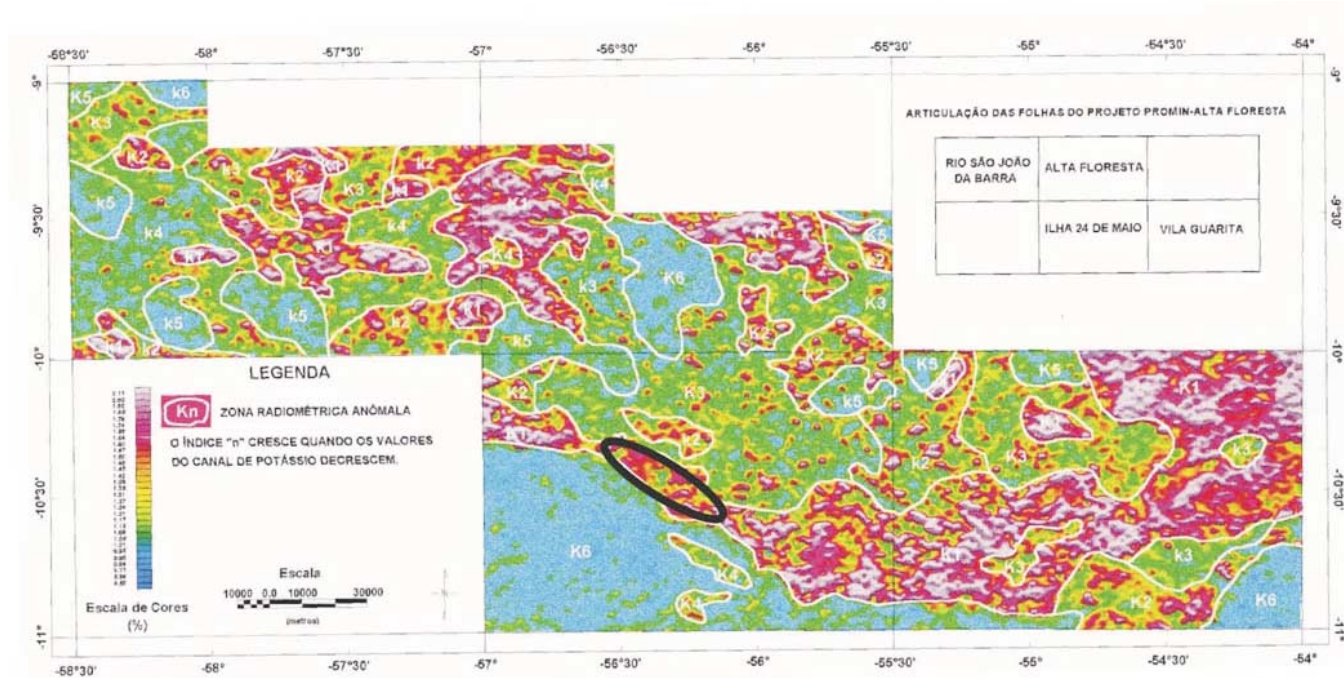


Figura 2.55 – Anomalia positiva no canal de K, para as rochas metavulcânicas do Grupo São Marcelo-Cabeça, região central da Folha Ilha 24 de Maio. As anomalias nos extremos noroeste e sudeste da folha correspondem às áreas de ocorrência da Suíte Nova Canaã que está associada ao grupo.

São rochas cinza com tonalidades róseas e avermelhadas. Os termos subvulcânicos têm com frequência textura microporfírica ou microporfiroblástica, fenocristais milimétricos e estrutura maciça ou orientada. Riolitos e riodacitos mostram textura porfírica ou porfiroblástica com matriz afanítica e estrutura maciça ou foliada (fotografias 2.28 e 2.29).

A associação mineralógica principal é representada por plagioclásio + K-feldspato + quartzo + biotita ± felsita. Os fenocristais são de plagioclásio, K-feldspato e às vezes de quartzo. O K-feldspato frequentemente é pertítico. A biotita é verde ou parda e muitas vezes está cloritizada. Zircão + apatita



Fotografia 2.28 – Aspecto das rochas epizonais, subvulcânicas, constituídas por biotita microgranitos porfíricos, metamórficos e protomiloníticos, com foliação subvertical. AF-148 (581085/8834795).



Fotografia 2.29 – Detalhe de rocha subvulcânica constituída por biotita microgranito pórfiro, granofírico e metamórfico, com sistema conjugado de fraturas. AF-146 (600214/8828628).

± fluorita estão presentes na forma de traços. Opaços + titanita ± granada representam acessórios. Sericita ± argilominerais ± epidoto ± clorita ± muscovita são produtos de alteração hidrotermal.

Os resultados de processos deformacionais sobre essas rochas são marcados microscopicamente pela extinção ondulante, recristalização dos cristais de quartzo, fraturamento e alinhamento dos cristais de feldspatos, orientação da biotita, clorita e epidoto resultando em textura granoblástica a granolepidoblástica e estrutura foliada. Conforme o posicionamento dos litótipos em relação às zonas de cisalhamento, podem estar transformados para promilonitos, milonitos, ultramilonitos ou filonitos (fotografia 2.30).

Wildner (2001), relata a ocorrência de rochas intrusivas epizonais alcalinas, de composição quartzo-sienítica para esta região, exibindo em análise petrográfica matriz granofírica fina a média onde identifica-se o intercrescimento simplectítico de quartzo e K-feldspato pertítico, contornando fenocristais euédricos de K-feldspato, pequena percentagem de quartzo (<10%) e biotita. Em sua análise destaca que a rocha não está metamorfizada, onde ainda se encontram preservadas texturas ígneas de arranjo alcalino.

Estes microgranitos subvulcânicos afloram em meio aos metassedimentos e apresentam texturas granoblástica a granolepidoblástica, estrutura foliada e acentuado efeito de hidrotermalização.

Ainda nesta litofácies vulcânica deste grupo ocorrem rochas vulcano-clásticas na forma de tufo e tufo lapilíticos e subordinadamente derrames de lavas, às quais associam-se rochas sedimentares epiclásticas.



Fotografia 2.30 – Metamicrogranito milonítico, em zona de cisalhamento dúctil transcorrente sinistral. AF-41a (585273/8833202).

Tipos vulcânicos são subordinados e são caracterizados por metarriodacitos que ocorrem de forma intercalada a rochas metassedimentares detríticas e detrítico-químicas.

Brecha vulcânica expõe-se próximo à fazenda Calixbento e no sítio Bom Jardim, apresentando-se bastante alterada pelos efeitos do hidrotermalismo e pelo intemperismo, dificultando sobremaneira a sua identificação.

Nas proximidades do sítio Bom Jardim, posicionada na parte inferior de uma escarpa ocorrem depósitos relacionados a retrabalhamento de pilha vulcânica, formados por fluxo de lama e pedra, de alta densidade, que conforme Wildner (2001), são muito semelhantes a depósitos do tipo *lahaar*, de ambiência continental transicional.

Estes depósitos são constituídos por um paraconglomerado possante, com fragmentos e blocos decimétricos, polimíticos e estirados de vulcânicas, sedimentos, lavas, pelitos grafitosos e quartzitos, dispersos em uma matriz argiloferruginosa milonitizada. São os depósitos epiclásticos mais claros identificados em toda a seqüência, (fotografia 2.31).

Depósitos piroclásticos, formados principalmente por tufos, tufos a cristal e tufos lapilíticos extremamente deformados são encontrados sob a forma de lentes dispersas por toda unidade, com certa predominância em sua região meridional, nas proximidades do rio Tapaiúna (fotografia 2.32).

Destas rochas, foram escolhidas treze amostras com menor grau de alteração hidrotermal para



Fotografia 2.31 – Depósitos de retrabalhamento de pilha vulcânica, com clastos estirados com desenvolvimento de sombras de pressão e matriz com acamadação gradacional sutilmente preservada. AF-124 (601153/8825762).



Fotografia 2.32 – Aspecto de rocha milonítica constituída por material silto-arenoso, cristais e fragmentos de rocha, associadas a pilhas vulcânicas e granitos subvulcânicos, interpretadas como depósitos aéreos do Grupo São Marcelo-Cabeça. Encontram-se deformados em zona de cisalhamento dúctil, transcorrente sinistral. AF-39 (604042/8818058).

compor o quadro de resultados de análise petrográfica da tabela 2.20.

As rochas metassedimentares (PPmcs), distribuem-se principalmente na região dos povoados Cabeça e Orolândia, e são constituídas por uma seqüência pelítica, química e siliciclástica subordinada, essencialmente deformadas sob um regime dúctil e metamorfizadas desde fácies anfíbolito baixo a principalmente xisto-verde.

Incluem desde metaconglomerados a meta-grauvacas, sericita quartzitos, quartzo-sericita-granada xistos, muscovita-biotita xistos e clorita-sericita xistos.

Metaconglomerados ocorrem nas fazendas Urupá e Flor da Mata. Na última a rocha possui cor cinza a rósea, matriz média granoblástica e estrutura orientada e muito deformada fotografia 2.33.

Os clastos são elipsoidais e arredondados de diâmetro até 2cm e tanto a matriz quanto os clastos são magnéticos. Na análise petrográfica foi constatado que, os clastos são constituídos por sillimanita quartzitos e por quartzitos ferríferos, enquanto a matriz contém plagioclásio, K-feldspato, biotita, muscovita, opacos e zircão.

A assembléia mineralógica da matriz confere à rocha metamorfismo de baixo grau. Ao contrário, a mineralogia encontrada nos clastos indica que estes pertençam a rochas de um grau metamórfico mais elevado. Por estas relações, interpretou-se que os seixos são provenientes de retrabalhamento de uma unidade mais antiga, provavelmente pertencente

Tabela 2.20 – Composição modal estimada (%) para rochas metavulcânicas do Grupo São Marcelo-Cabeça, Folha Ilha 24 de Maio.

MINERALOGIA	AMOSTRAS												
	JD-19	HG-80	HG-84	HG-85	AF-133	AF-134	AF-135a	AF-135b	AF-136	AF-141	AF-146	AF-148	AF-154
Quartzo	25	20	18	20	18	20	20	15	30	08	25	22	30
K-Feldspato	25	45	35	45	15	10	45	53	28	52	34	20	38
Plagioclásio	20	15	15	15	50	48	15	15	25	20	20	36	15
Biotita	03	05	05	06	05	10	10	05	03	05	10	10	01
Felsita		-	15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Opacos	02	05	03	04	02	03	02	03	04	02	02	01	01
Apatita	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	-	Tr	Tr	-	Tr
Zircão	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Titanita	01	Tr	01	01	01	02	02	02	-	01	01	02	01
Granada	Tr	03	-	03	-	-	-	-	-	02	-	-	-
Epidoto	06	02	02	03	03	03	01	01	-	03	-	02	03
Clorita	10	02	-	-	03	01	02	03	03	02	Tr	03	05
Fluorita	Tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Muscovita	03	-	-	-	-	-	-	-	05	-	-	-	-
Carbonato	03	Tr	01	-	02	-	01	01	-	02	05	03	03
Sericita	02	02	03	02	01	02	02	02	-	02	02	01	02
Argilominerais	-	01	02	01	-	01	-	-	-	01	01	01	01

centes ao Complexo Bacaeri-Mogno, que apresenta em sua constituição estas litologias semelhantes e inseridas em um contexto de médio a alto grau.

Todavia, encontram-se também como matriz destes conglomerados, além de metarcóseos e metagrauvacas, rochas em médio grau metamórfico. São encontrados sillimanita gnaisses que afloram na rodovia MT-160/fazenda Jataí, na porção noroeste da área. São metapelitos cinza, com variações de tonalidades verde e parda, têm textura fina a média e estrutura foliada, apresentando ou não sulfetos disseminados.

A constituição mineralógica é representada por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, granada, biotita, sillimanita, opacos e minerais acessórios (apatita e zircão). Clorita, muscovita, fibrolita, sericita e argilominerais, também estão presentes e são resultantes da atuação de processos hidrotermais.

A associação mineralógica representada por quartzo + plagioclásio + K-feldspato + biotita + sillimanita + granada, permite posicionar estes litótipos como de grau metamórfico médio. A deformação é marcada pela forte extinção ondulante e pelo tritramento, estiramento e imbricações dos cristais de quartzo, pelo fraturamento, estiramento e lenticularização dos feldspatos e pela orientação e deformação da biotita, conferindo aos litótipos o status de protomilonito.

Por conseguinte, são interpretados juntamente com os metaconglomerados como sendo a porção basal do Grupo São Marcelo-Cabeça.

Metagrauvacas líticas afloram próximo à sede da fazenda São Jorge. Exibem cor cinza-escuro a esverdeada, textura microporfiroblástica, matriz microgranular, estrutura foliada e compõem-se essencialmente de quartzo, feldspato e biotita verde.



Fotografia 2.33 – Metaparaconglomerado, com seixos de sillimanita quartzito e quartzitos ferríferos. AF-84 (519227/8874575).

Quartzitos brancos de granulometria fina e homogêneos e aspecto sacaróide, intensamente sulfetados, são encontrados em regiões a sudeste do Garimpo do Fabinho.

As rochas metapelíticas são de tonalidades variadas, vermelhas, esbranquiçadas, cinza-esverdeado, cinza-claro a escuro e amareladas. Em geral apresentam textura granolepidoblástica fina e uma foliação fina e regular (S_n), transposta por uma foliação S_{n+1} , com dobras apertadas com flancos rompidos e eixo mergulhando 40° a 50° para E.

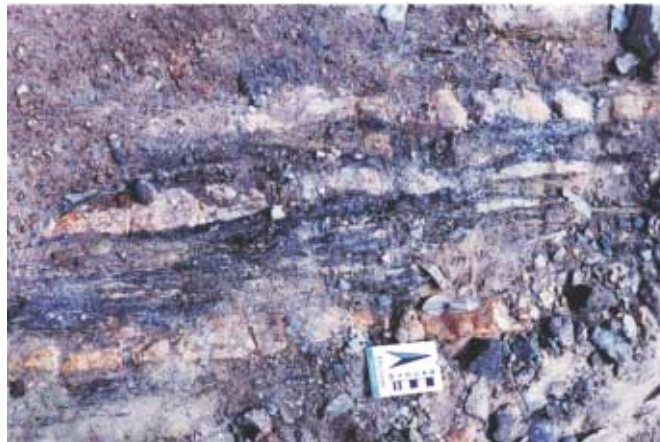
A composição mineralógica encontrada é constituída por quartzo \pm plagioclásio \pm K-feldspato \pm biotita \pm clorita \pm epidoto \pm muscovita \pm granada \pm sericita. Zircão, apatita, titanita, turmalina e carbonatos, com frequência figuram como traços; opacos são constantes, representando alguns pontos percentuais. A assembléia mineralógica formada por quartzo \pm plagioclásio \pm K-feldspato \pm biotita \pm clorita \pm epidoto \pm muscovita \pm granada, é sugestiva de fácies xisto-verde baixo (fotografia 2.34).

As rochas metassedimentares químicas, tipo *metachert*, são citados por Barros *et al.* (1999), fazendo parte da seqüência. Na região da Pista do Cabeça, garimpos do Padeiro, Fabinho, Gil e no extremo-meridional da seqüência, nas proximidades da fazenda Calixbento, foram encontradas lentes, de largura centimétrica e extensão métrica, de rocha silicosa cinza-claro a amarelado, provável metachert e de rocha cinza, provável grafita-sericita xisto.

Estas lentes estão intercaladas e interestratificadas em rochas metassedimentares (fotografia 2.35), e em metavulcanogênicas (metatufos). Tais litologias, em geral, apresentam-se transformadas



Fotografia 2.34 – Rocha metapelítica do Grupo São Marcelo-Cabeça representada por biotita-clorita xisto, fácies xisto-verde baixo. AF (584492/8835709).



Fotografia 2.35 – Intercalações centimétricas e milimétricas de xistos carbonosos ou grafita xistos em metapelitos e quartzitos.

pela hidrotermalização e pelo intemperismo, dificultando sobremaneira a identificação dos protólitos.

Além das rochas metavulcânicas e metassedimentares, inserem-se dentro deste grupo intrusões métricas de rochas quartzo-dioríticas e graníticas, sob a forma de diques e apófises.

A litoquímica de seis amostras das metavulcânicas foram analisadas para elementos maiores, traço e terras-raras (tabela 2.21), permitindo fazer algumas considerações.

No diagrama de Le Maitre (1989) (figura 2.56) para classificação petroquímica de rochas vulcânicas, plotam no campo riolítico a dacítico, mostrando o caráter ácido das rochas analisadas e coerência com os resultados obtidos na petrografia.

No diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), (figura 2.57), plotam no campo toleítico e subordinadamente no campo calcioalcalino, em ambos, posicionam-se no final de cada série.

Embora, haja valores elevados de ferro total nas amostras analisadas, outros óxidos com afinidade, tais como TiO_2 , MgO , CaO , e elementos como Co , Ni e Cr , apresentam teores ínfimos ou não-detectados.

Da mesma forma classificam-se estas rochas como subalcalinas, peraluminosas a metaluminosas, de alto-K, de acordo com a discriminação obtida através dos gráficos das figuras 2.58, 2.59 e 2.60, respectivamente.

Conforme discriminação obtida no gráfico de Harris *et al.* (1986), (figura 2.61) as rochas desta unidade sugerem uma origem compatível com ambiente tectônico de arco vulcânico, embora uma amostra situe-se no campo intraplaca.

Tabela 2.21 – Resultados de análises químicas das rochas do Grupo São Marcelo-Cabeça, Folha Ilha 24 de Maio.

Amostras	AF-135a	AF -148	HG- 80	HG -84	HG- 85a	JD-19
Elementos Maiores (%)						
SiO ₂	68,37	70,25	67,30	68,05	66,73	73,18
TiO ₂	0,62	0,41	0,49	0,47	0,61	0,20
Al ₂ O ₃	12,53	13,42	14,95	15,13	14,10	13,23
Fe ₂ O ₃ (T)	4,62	6,34	2,04	5,14	6,69	3,49
MnO	0,17	0,06	0,15	0,19	0,13	0,07
MgO	0,67	0,50	0,32	0,27	0,53	0,17
CaO	0,65	2,08	0,09	0,16	0,43	1,08
Na ₂ O	3,74	3,05	1,80	2,61	1,42	2,62
K ₂ O	4,95	5,12	5,36	4,42	4,54	5,74
P ₂ O ₅	0,18	0,04	0,08	0,08	0,06	0,04
P.F.	0	0	3,87	2,94	3,68	0,59
Elementos Traços (ppm)						
Co	5	4	-	-	5	-
Cr	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-
Cu	11	11	-	-	-	-
Pb	10	33	-	-	-	-
Zn	185	56	150	140	170	-
Sn	2	3	-	-	-	-
W	1	2	1	2	-	-
As	-	-	-	0,5	-	0,5
K	41091	42503	44495	36692	37688	47649
Rb	222	190	166	210	205	250
Ba	526	1063	540	270	590	1300
Sr	77	214	48	33	48	143
Ga	25	17	-	-	-	-
Ta	1,6	11,4	1,8	1,7	1,8	1,6
Nb	22,1	23,8	21	25	20	27
Hf	11,6	9,2	14	12	15	8,5
Zr	447	364	498	472	532	316
Y	126	42	55	67	45	53
Th	18,6	17,2	20	19	24	17
U	4,7	4,5	5	5	6	4
Elementos Terras Raras (ppm)						
La	92,3	53,9	85	80	58	66
Ce	191,6	113,6	160	140	140	130
Nd	90,7	53,3	66	71	50	52
Sm	16,3	8,6	11,2	12,3	9,1	9
Eu	2,19	1,64	1,3	1,3	1,2	1,4
Gd	15,96	7,19	-	-	-	-
Tb	2,61	1,11	2	2	2	1
Dy	16,57	6,96	-	-	-	-
Ho	4,18	1,5	-	-	-	-
Er	12,64	4,79	-	-	-	-
Tm	1,58	0,65	-	-	-	-
Yb	10,19	4,65	6	6	6	5
Lu	1,51	0,72	0,9	0,9	0,8	0,7

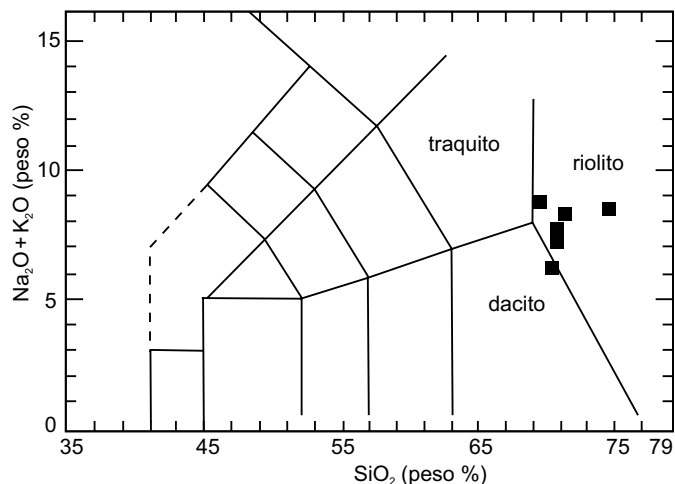


Figura 2.56 – Diagrama de Le Maitre, (1989), para as rochas vulcânicas do Grupo São Marcelo-Cabeça.

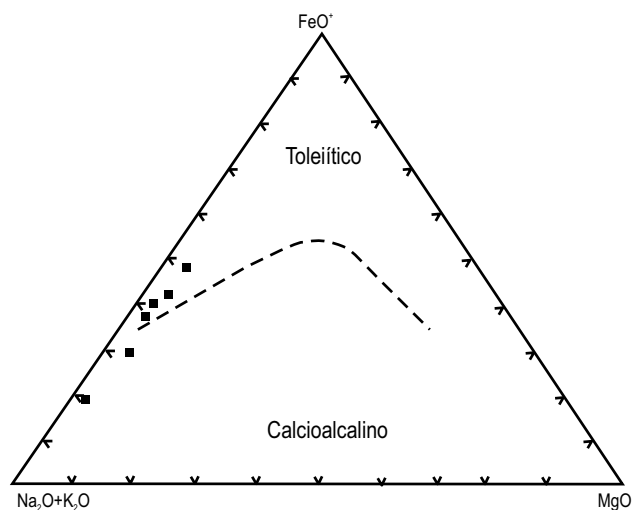


Figura 2.57 – Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), discriminante dos campos calcialcalino e toleítico.

Em relação ao manto primitivo, apresentam enriquecimento moderado em terras-raras leves (variação de 22 a 147 vezes), em terras-raras pesadas (variação de 10 a 30 vezes) e exibem anomalia negativa moderada de európio (figura 2.62).

Mostram fracionamento moderado entre LaN/LuN (variação de 6,40 a 9,89).

O gráfico de multielementos normalizado ao manto primordial mostra anomalias negativas em Nb, Sr, Ti, Vi e Eu (figura 2.63). O Ti e o V são indicadores de fracionamento de óxidos de Fe-Ti (ilmenita e titanomagnetita), sinalizando que pode ter havido substituição de Ti em fase acessória (titanita). O Nb é incompatível

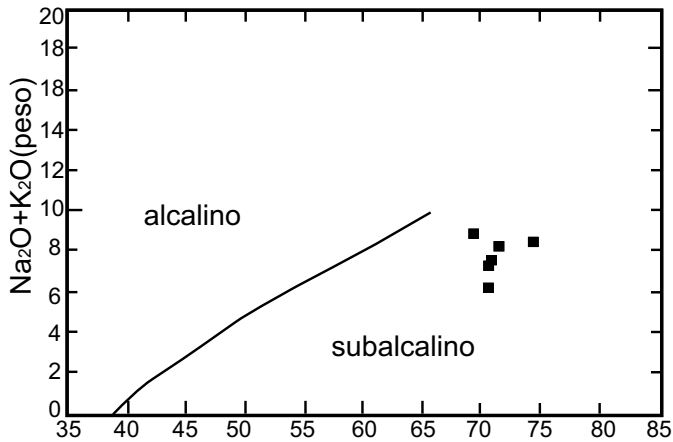


Figura 2.58 – Gráfico de Irvine & Baragar (1971), discriminante dos campos alcalino e subalcalino.

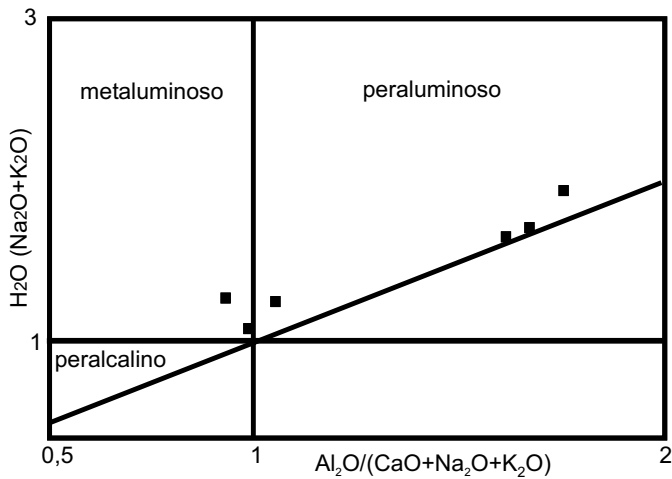


Figura 2.59 – Índice de Shand, para as rochas vulcânicas do Grupo São Marcelo-Cabeça.

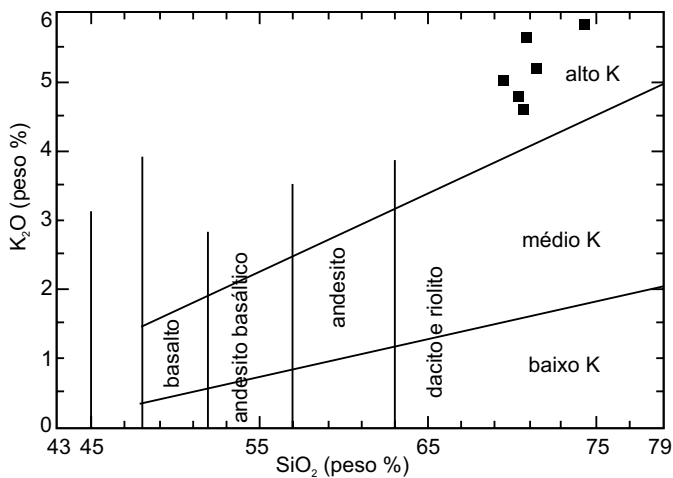


Figura 2.60 – Gráfico $SiO_2 \times K_2O$ de Le Maitre (1986).

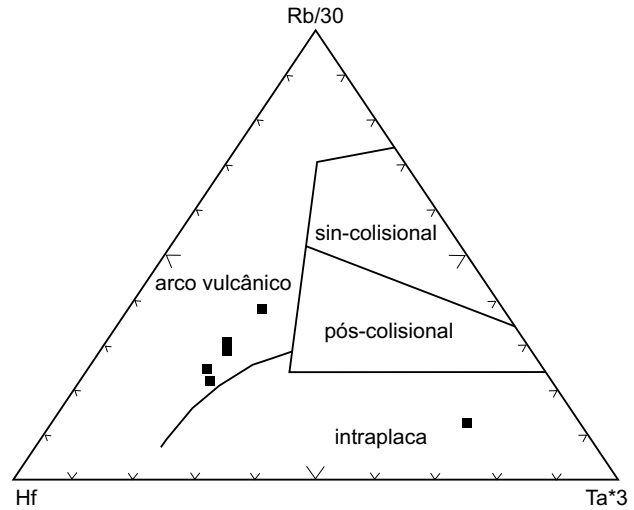


Figura 2.61 – Diagrama de Harris (1986) discriminante de ambiência tectônica.

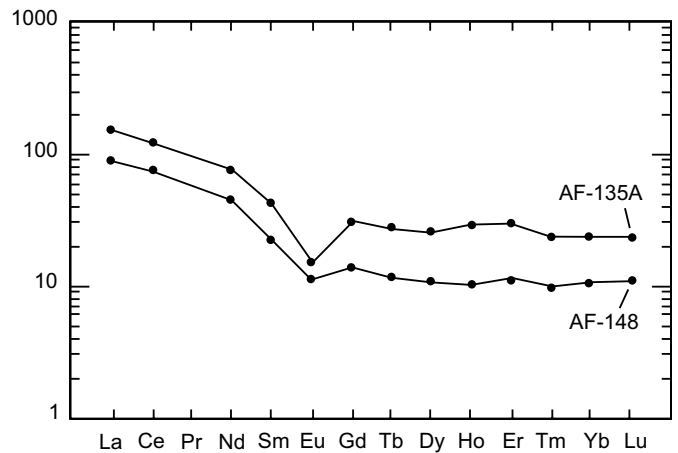


Figura 2.62 – Diagrama ETR normalizado ao manto primitivo de Taylor & Mclenan (1989).

no manto, mas pode substituir o Ti em fase acessória alojando-se na titanita. O comportamento do Eu e do Sr sugere que quantidade significativa de feldspatos foi retirada durante a cristalização do magma.

Dados geocronológicos precisos para esta unidade ainda não foram disponibilizados para o projeto, embora dados de zircão detrítico fossem obtidos em xistos milonitizados (metapelitos) do garimpo Fabinho e datados pelo método U/Pb SHRIMP, fornecendo a idade de $1.859 \pm 5\text{Ma}$ (Santos, 2000).

Este dado sugere uma provável área-fonte dos metassedimentos e representa também a idade máxima para a seqüência, descartando em princípio como área fonte a maioria dos terrenos plutovul-

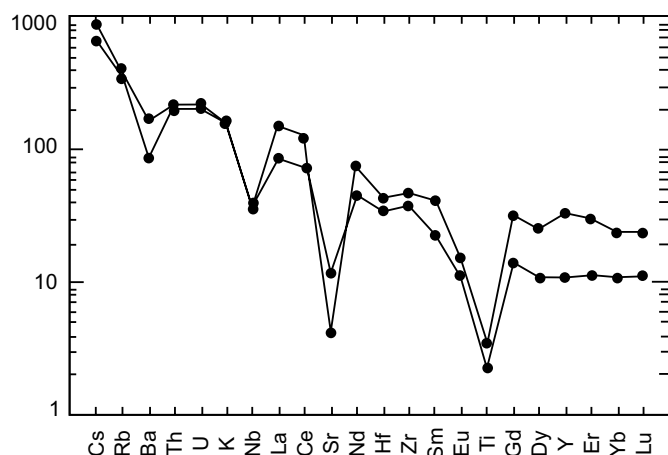


Figura 2.63 – Gráfico de multielementos para o Grupo São Marcelo-Cabeça.

cânicos e acrescionários de médio a alto grau com idade compreendida entre 1.850Ma e 1.770Ma.

Ficando apenas os complexos Bacaeri-Mogno e Cuiú-Cuiú, a Suíte Juruena e as rochas pré-colisionais das Suítes Matupá e Flor da Serra, como possíveis áreas-fontes.

Outra evidência relativa são os metaconglomerados que ocorrem, na porção noroeste da área, constituídos por seixos de sillimanita quartzito e quartzitos, ferríferos, indicando que a área-fonte seja o Complexo Bacaeri-Mogno, de idade isocrônica 2,2 Ga Sm-Nd e que contém estes quartzitos entre seus litótipos.

Desta forma o Grupo São Marcelo-Cabeça pode ser correlacionado à seqüência metavulcano-sedimentar aflorante na região de Aripuanã (MT), pertencente ao Grupo Roosevelt, situada cerca de 270km a oeste da Folha Ilha 24 de Maio. As duas seqüências têm compatibilidade litológica, metalogenética e o ambiente tectônico-sedimentar comum. Para um dacito e um granito deformado intrusivo na seqüência de Aripuanã (Grupo Roosevelt), Neder *et al.* (2000) obtiveram respectivamente as idades U/Pb SHRIMP de $1.762 \pm 6\text{Ma}$ e $1.755 \pm 5\text{Ma}$.

As principais deformações e metamorfismo de baixo grau que afetam a bacia são posteriores e possivelmente remontam à idade de $1.653 \pm 42\text{Ma}$ (Pimentel, 2001), metamorfismo este tardio e também marcado em rochas do Complexo Bacaeri-Mogno.

O posicionamento geotectônico deste grupo é ainda uma questão em aberto. Pode-se inferir que esta seqüência represente uma bacia de *back-arc* ou relacionada a arco, imbricada às rochas acrescionárias granitos deformados calcioalcalinos do Arco Juruena.

2.2.12 Suíte Nova Canaã ($PP\gamma_{nc_1}$ a $PP\gamma_{nc_4}$)

Estas rochas foram anteriormente incluídas no Complexo Xingu por Silva *et al.* (1974). A partir deste trabalho de cunho regional, nenhuma modificação cartográfica substancial foi realizada. Durante o mapeamento da Folha Ilha 24 de Maio foi individualizado e cartografado um conjunto de corpos graníticos encontrados nas proximidades da cidade de Nova Canaã do Norte, para qual se utilizou esta denominação.

É constituída por rochas graníticas, subvulcânicas, que ocorrem como corpos intrusivos, de geometria elíptica, alongados, concordantes a subconcordantes a extensas zonas de cisalhamento de direção NW. São representados por batólitos, *stocks* e apófises, de posicionamento crustal meso a epizonal.

Os litótipos plutônicos estão constituídos por biotita monzogranitos, sienogranitos, alcaligranitos, hornblenda biotita-granitos e quartzito monzonitos subordinados. A fácies subvulcânica, é mais restrita, e esta representada por micromonzogranitos finos e granófiros. Apresentam enclaves dioríticos, quartzito-dioríticos a quartzito-monzodioríticos.

Representam um conjunto de litótipos de natureza calcioalcalina, alto potássio, peraluminoso, gerado em ambiente tectônico, presumivelmente tardiorogênico, em relação ao Arco Juruena ou podem representar os termos peraluminosos colisionais de um provável arco magmático acrescionário localizado a sul/sudoeste desde Nova Canaã do Norte até a borda sul da Bacia Caiabis.

Todos os litótipos apresentam diferentes estágios de anisotropia, desde porções isotropas, a restritas zonas, cada vez mais deformadas, com o desenvolvimento progressivo de foliações miloníticas.

Na análise das imagens gamaespectrométricas, nos canais de potássio, tório e urânio, apresentam anomalias positivas, (figuras 2.64 e 2.65) sendo esta uma característica distintiva para sua identificação, através de métodos indiretos.

Sua principal ocorrência limita-se ao quadrante sudeste da folha, embora pequenas faixas ou porções sejam reconhecidas em toda borda norte da serra dos Apicás.

Suas melhores exposições encontram-se em Nova Canaã do Norte e suas imediações, principalmente na comunidade Santo Antônio, onde ocorre o Garimpo Tapajós, a leste ao longo da MT-320 no trecho Nova Canaã-Colíder; e a sul e a oeste da comunidade do Doze.

Os diversos corpos apresentam contatos tectônicos por zonas de transcorrência dúcteis com as

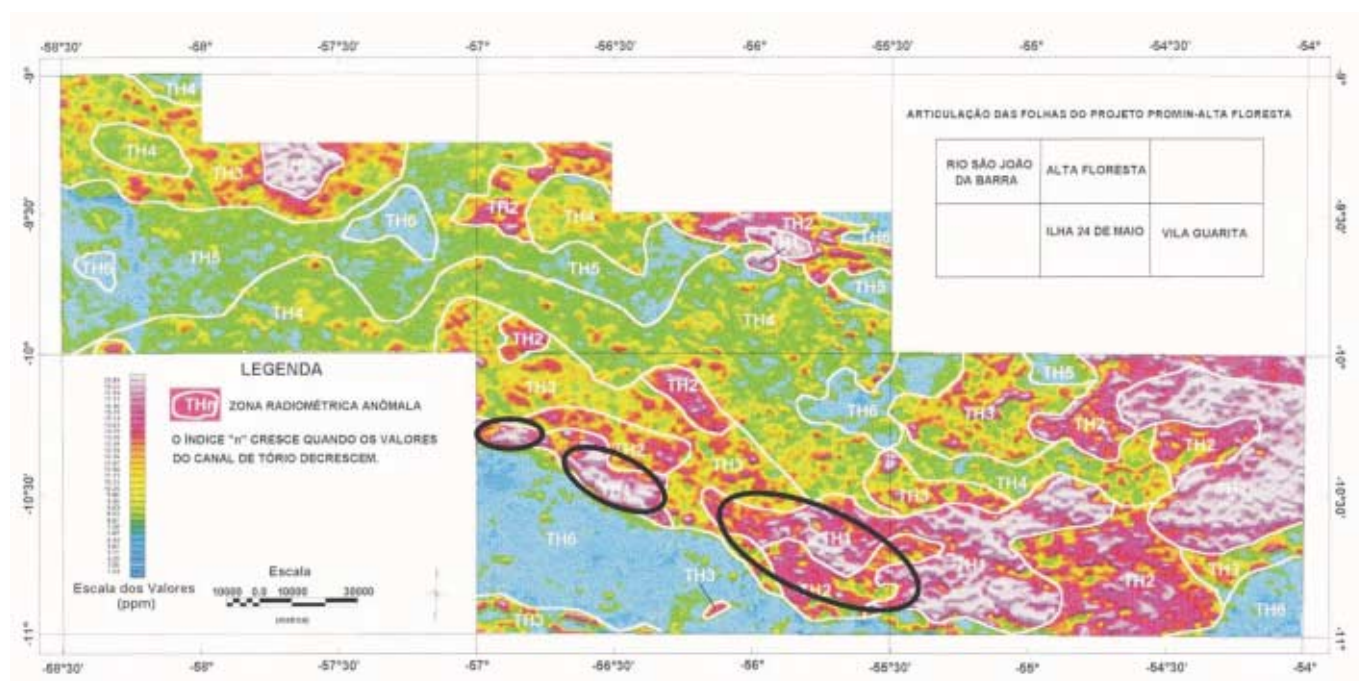


Figura 2.64 – Imagem gamaespectrométrica, canal de Th integrada, com a Folha Ilha 24 de Maio (centro inferior). A Suíte Nova Canaã, apresentando anomalia positiva nas porções centro e sudeste da folha.

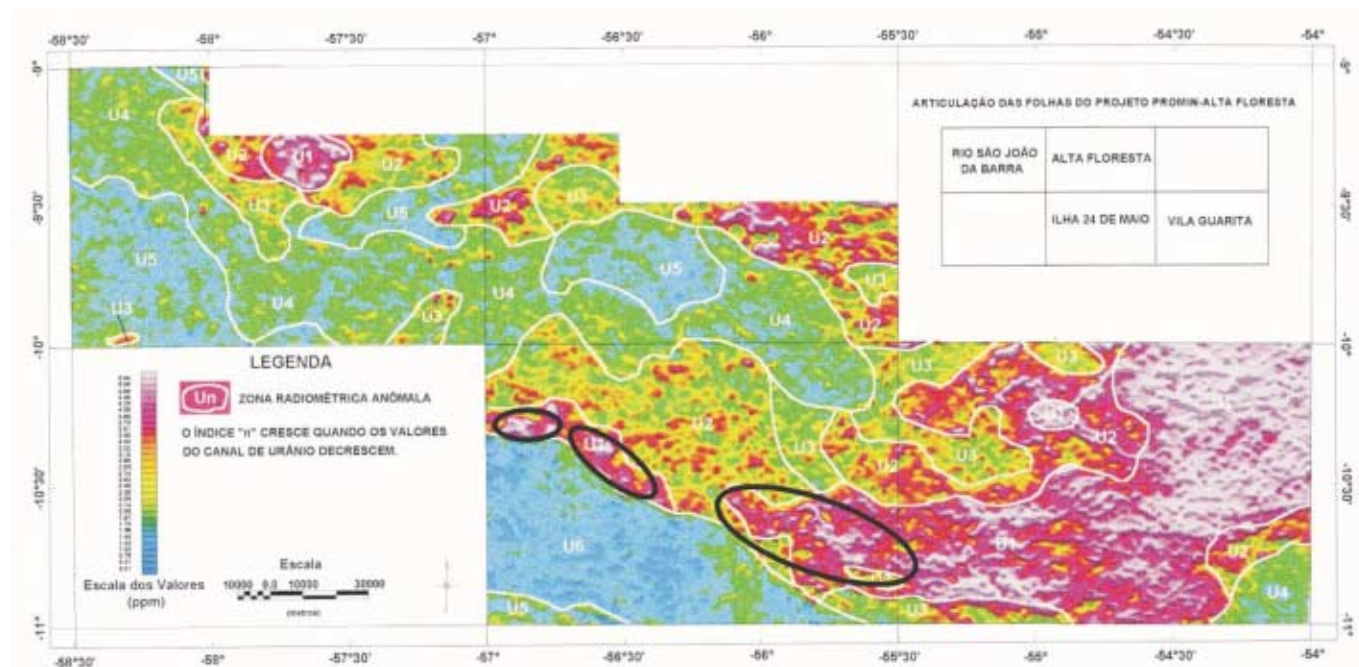


Figura 2.65 – Imagem gamaespectrométrica, canal de U integrada, com a Folha Ilha 24 de Maio (centro inferior). A Suíte Nova Canaã, apresentando as mesmas características do canal Th.

demais unidades litodêmicas da região, principalmente com o Grupo São Marcelo-Cabeça, com os granitos São Pedro e São Romão. Os limites entre suas fácies são, ora tectônicos entre os litodemas de características diferentes, ora gradacionais entre os litótipos com similaridade composicional.

A representação modal evidencia a homogeneidade composicional desta unidade em termos monzograníticos. A tabela 2.22 mostra a composição modal estimada de 15 amostras representativas desta unidade.

Foram identificadas quatro fácies principais nesta suíte: (PP γ nc₁) os biotita-monzogranitos e sienogranitos leucocráticos; (PP γ nc₂); os hornblenda biotita granitos e biotita granitos mesoleucocráticos; (PP γ nc₃) os alcaligranitos e sienogranitos e (PP γ nc₄) as rochas subvulcânicas.

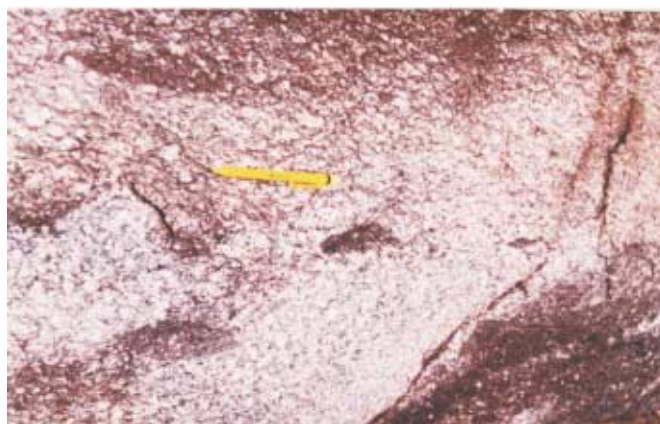
Os biotita-monzogranitos e sienogranitos leucocráticos (PP γ nc₁) são os litótipos predominantes. Mostram, de coloração rósea-avermelhada a cinza, em tons claros (fotografia 2.36) e apresentam-se em geral anisótropos, inequigranulares, médios a grossos, de estrutura maciça e textura pórfira a porfirítica.

Possuem texturas granoblásticas e estruturas protomiloníticas a miloníticas e foliadas (fotografia 2.37).

Os hornblenda-biotita granitos e biotita granitos mesoleucocráticos (PP γ nc₂), são termos subordinados e constituem uma fácies porfiroclástica de granulação extremamente grossa com pórfiros centimétricos

de K-feldspato perfiticos, sendo encontrados alguns termos com cristais de textura pseudo-*rapakivi* e matriz granoblástica. Rochas de composição quartzo-monzoníticas associam-se subordinadamente a estes litótipos. A distribuição desta fácies limita-se ao centro-oeste da área (fotografia 2.38).

Estas duas fácies apresentam variações texturais e granulométricas em função de: proximidade das zonas de alto *strain*; em relação ao nível crustal da exposição e da posição relativa dentro do corpo, se nas bordas ou núcleo da intrusão.



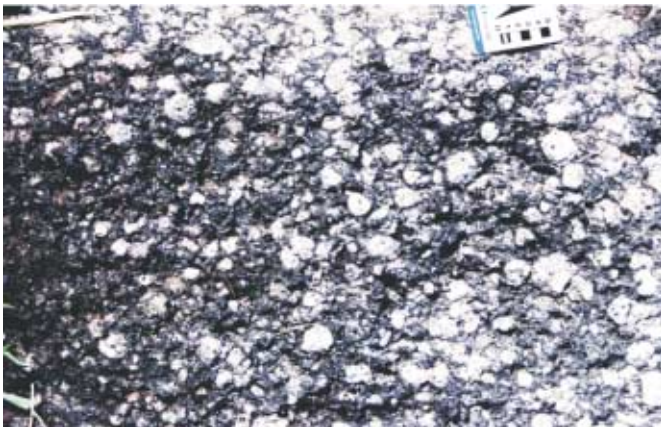
Fotografia 2.36 – Biotita sienogranitos, leucocráticos e porfiríticos da Suíte Nova Canaã, protomiloníticos com enclaves ou autólitos centimétricos, orientados paralelos à foliação.

Tabela 2.22 – Composição modal estimada (%) dos granitos e subvulcânicas Nova Canaã.

Mineralogia	HG-18	HG-34a	HG-49	HG-60	HG-71c	HG-79	HG-87	HG-93	AF-23	AF-24	AF-62	AF-63	AF-74	AF-102	AF-103
Quartzo	25	20	25	30	30	25	25	25	25	25	25	25	20	30	15
Plagioclásio	25	15	28	20	5	15	15	20	20	20	22	23	20	20	25
K-Feldspato	39	40	30	43	58	45	36	45	40	39	35	35	38	33	32
Hornblenda	-	-	-	-	-	-	5	1	-	-	5	-	-	-	3
Biotita	5	5	3	2	2	2	2	4	5	3	5	5	5	8	5
Muscovita	3	3	-	Tr	1	1	-	-	2	1	-	-	3	-	-
Clorita	1	3	5	3	2	5	-	2	1	3	1	3	2	Tr	8
Sericita	-	2	2	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	2	3
Epidoto	Tr	3	3	Tr	-	2	2	1	1	2	2	2	1	2	5
Fluorita	-	2	Tr	-	Tr	1	1	Tr	Tr	1	-	2	-	Tr	-
Granada	Tr	-	Tr	-	Tr	-	2	Tr	-	-	-	-	5	-	-
Titanita	Tr	-	1	Tr	Tr	-	5	Tr	1	3	1	1	Tr	4	5
Apatita	Tr	Tr	Tr	Tr	-	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Allanita	-	-	-	-	Tr	Tr	1	Tr	Tr	Tr	-	1	-	-	Tr
Zircão	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
Opacos	1	3	1	Tr	Tr	1	5	Tr	2	1	2	1	2	1	3
Carbonato	Tr	2	Tr	Tr	Tr	-	-	-	-	-	Tr	-	2	Tr	-
Argilominerais	1	2	2	1	1	1	-	1	1	1	1	1	1	1	1



Fotografia 2.37 – Aspecto da cominuição mineral e foliação milonítica das faixas de cisalhamento da Suíte Nova Canaã.



Fotografia 2.38 – fácies grossa com pórfiros centimétricos de K-feldspato pertítico da Suíte Nova Canaã.

Nos termos graníticos as principais características mineralógicas são:

- presença de dois feldspatos, sendo os tipos pertíticos, fenocristais centimétricos de feldspato potássico Or_{75} , mais abundantes que os plagioclásios sódicos Ab_{70-85} ;
- biotita \pm hornblenda ou biotita \pm muscovita, quando ambas as fases estão presentes a razão $Hb/Bt+Ep$ situa-se entre 0,20 e 2,5;
- presença freqüente de magnetita enriquecida nas porções inequigranulares mais finas;
- hornblenda verde ocorre raramente, e quando fase presente está em baixas proporções;
- granadas como raros cristais, milimétricos, idiomórficos a xenomórficos, como fase acessória ou associada aos produtos de saussuritização dos plagioclásios;

– aparecimento de fluorita como fase acessória ocorre em microfraturas, vênulas ou como fase intersticial aos feldspatos. Os alcaligranitos e sienogranitos $PP\gamma nc_3$ são os termos mais diferenciados e tardios, mostram tendência mais alcalina, ricas em K-feldspato e quartzo. Em imagens gamaespectrométricas, em especial no canal de potássio, estes litótipos apresentam fortes anomalias positivas, perceptíveis para sua individualização.

As rochas subvulcânicas ($PP\gamma nc_4$) são de ocorrência limitada e formam corpos em forma de *sills* e diques de micromonzogranitos e granófiros. Apresentam como característica, em imagens geofísicas, anomalias magnetométricas intensas e localizadas.

Os micromonzogranitos possuem óxidos e sulfetos disseminados, são de coloração cinza e tonalidades claras a escuras, textura microgranular e estrutura subfoliada. Estão constituídos por K-feldspato (38%), plagioclásio (20%), quartzo (20%) e biotita (5%) como fases essenciais. Apresentam cristais submilimétricos de granada (5%), idiomórficos a xenomórficos, isolados ou formando cordões orientados.

Os granófiros são de cor rosa a cinza claro, textura inequigranular fina a grossa, porfíricas e apresentam quartzo (20-25%) intercrescido graficamente ao K-feldspato pertítico (49-50%).

Os enclaves são de composição diorítica e ocorrem como faixas métricas a centimétricas, de espessura variável e com estruturas e feições internas de deformação dúctil. Apresentam-se também, como pequenos corpos, de dimensões centimétricas, na forma de estruturas oblatas e amendoadas (fotografia 2.39). Em ambas as formas apresentam tipologia



Fotografia 2.39 – Enclaves dioríticos de dimensões centimétricas, na forma de estruturas oblatas e amendoadas.

de contato nítido. A análise petrográfica identifica-os como dioritos, quartzo-dioritos e monzodioritos, ricos em plagioclásio, hornblenda e biotita.

Observações de campo mostram que estas rochas são de natureza intermediária e apresentam-se recortadas e invadidas por veios de material feldspático e epidoto, sendo englobadas e assimiladas, pelas porções monzograníticas e sienograníticas.

As análises petrográficas, mineralógicas e os dados de campo fornecem parâmetros para uma interpretação das condições de posicionamento, da forma e do estilo estrutural das fácies da Suíte Nova Canaã.

Feições como, foliação ígnea, alinhamento de K-feldspato de natureza peritítica e biotita, paralelos à direção da deformação regional, somados à presença de faixas de rochas filoníticas ao longo dos contatos, ocorrência comum de xenólitos ou inclusões de material da rocha encaixante, de origem incerta, sugerem que estes corpos foram posicionados em condição mesozonal, como batólitos e *stocks* em regime de *emplacement* forçado.

Por outro lado, a presença de fácies subvulcânica, associada aos corpos graníticos, sugerem para estas porções condições epizonais de estilo permissivo.

A interpretação da aparente divergência entre os dois estágios de posicionamento indica que esta suíte encontra-se exposta em diferentes níveis crustais, desde mais profunda a oeste (mesozonal) a rasa (epizonal) a leste. Esta suposição encontra-se suportada por evidências texturais, granulométricas, metamórficas e estruturais.

Os estudos petroquímicos indicam para as rochas desta unidade um padrão de série magmática com tendência calcioalcalina, alto potássio e fortemente peraluminosa.

Estes parâmetros químicos podem ser observados na tabela 2.23 de oito análises realizadas. A análise da composição química para elementos maiores e traços mostra:

a) alta concentração em sílica entre 70,43% e 75,26%;

b) baixos valores de TiO_2 entre 0,14-0,44%, $Fe_2O_{3(t)}$ entre 1,25% e 2,51%, MgO de 0,09% a 0,65% e CaO de 0,36% a 1,60%;

c) somatório TiO_2 , $Fe_2O_{3(t)}$ e MgO mostra valores inferiores a 3% e apresentam variação inversa em relação a SiO_2 ;

d) alta concentração de K_2O em média superior a 5% (alto-K);

e) valores da razão Al_2O_3/TiO_2 entre 33,09 e 100,07;

f) altos valores de Rb e Y e moderado conteúdo de Nb.

Estes valores confrontados com os gráficos AFM (Irvine & Baragar, 1971), $K_2O \times SiO_2$ e índice de Shand (figuras 2.66, 2.67 e 2.68, respectivamente), demonstram as características químicas das amostras da Suíte Nova Canaã.

A figura 2.69 ilustra a razão $Al_2O_3/TiO_2 \times CaO/Na_2O$ para granitos muito peraluminosos e pós-colisionais (Sylvester, 1998).

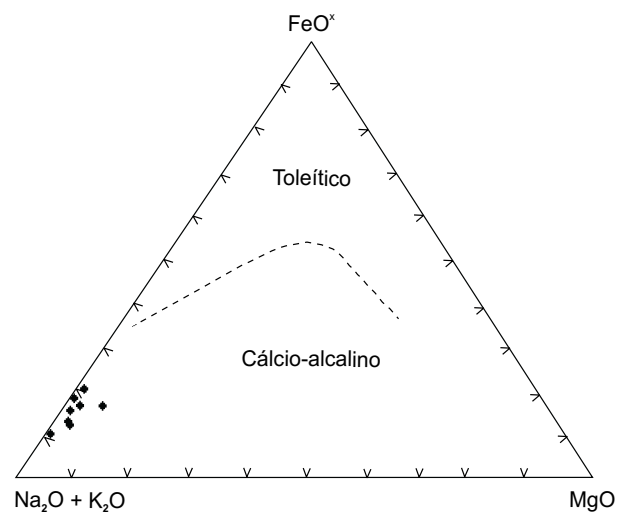


Figura 2.66 – Gráfico de Irvine & Baragar (1971) discriminante dos campos calcioalcalino e toleítico.

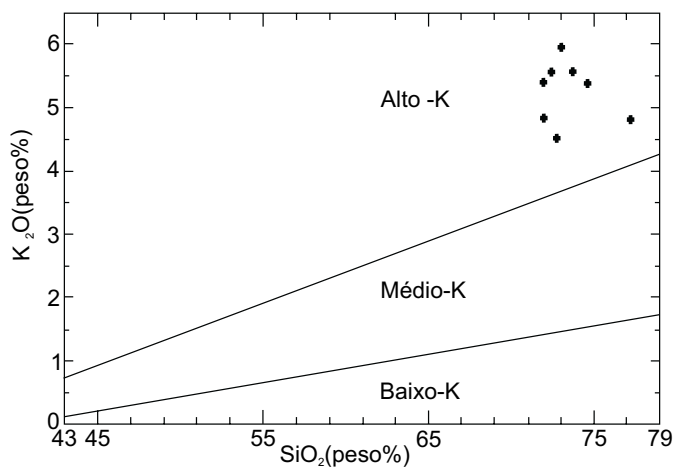


Figura 2.67 – Gráfico $K_2O \times SiO_2$, de Le Maitre (1989).

Tabela 2.23 – Análises químicas de elementos maiores, traço e terras-raras, Suíte Nova Canaã, Folha Ilha 24 de Maio.

Amostra	LM-R-23	HG-R-18	HG-R-87a	HG-R-93	HG-R-34a	HG-R-49	HG-R-60	HG-R-97
Elementos Maiores (%)								
SiO ₂	71,21	71,59	71,35	70,43	71,93	70,67	73,05	75,26
TiO ₂	0,44	0,17	0,36	0,41	0,23	0,39	0,14	0,18
Al ₂ O ₃	14,56	15,08	13,48	14,46	13,26	14,45	14,01	11,90
Fe ₂ O ₃	1,73	1,43	2,42	2,16	2,51	2,10	1,25	1,71
MnO	0,06	0,07	0,09	0,07	0,09	0,12	0,03	0,05
MgO	0,25	0,29	0,09	0,26	0,15	0,65	0,09	0,13
CaO	0,56	1,60	0,64	1,22	0,92	1,31	0,36	0,57
Na ₂ O	4,10	3,86	3,68	3,74	3,23	3,83	3,78	3,19
K ₂ O	5,48	4,45	5,84	5,30	5,45	4,79	5,28	4,73
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,04	0,10	0,05	0,13	0,04	0,04
P.F.	0,58	0,44	0,40	0,90	0,84	0,76	0,58	0,63
Total		99,05	98,39	99,05	98,66	99,20	98,61	98,39
Razões								
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	33,09	88,71	37,44	35,27	57,65	37,05	100,07	66,11
CaO/Na ₂ O	0,14	0,41	0,17	0,33	0,28	0,34	0,09	0,18
Elementos-Traços (ppm)								
Rb	210	190	264	260	221	224	230	330
Sr	58	424	62	118	100	250	63	39
Y	64	45	100	187	78	57	124	83
Zr	651	209	564	604	579	325	278	300
Nb	32	20	51	48	38	33	27	53
Ba	260	1400	530	640	370	630	330	180
Th	16	12	34	39	24	24	23	48
U	4	1	7	13	4	6	21	9
Cr	23		23	38				
Cu								
Pb								
Zn				100				
Co								
Elementos Terras-Raras (ppm)								
La	100	55	130	180	100	57	85	110
Ce	200	99	271	309	215	120	242	258
Pr								
Nd	77	35	110	150	86	46	70	79
Sm	12,9	5,4	19	27,3	14,3	8,6	13	13,8
Eu	0,80	1,20	1,30	2,10	0,90	1,10	1,00	0,60
Gd								
Dy								
Ho								
Er								
Yb	2	4	10	17	8	6	15	12
Lu	0,80	0,60	1,40	2,40	1,20	0,90	2,30	1,70
Tm								

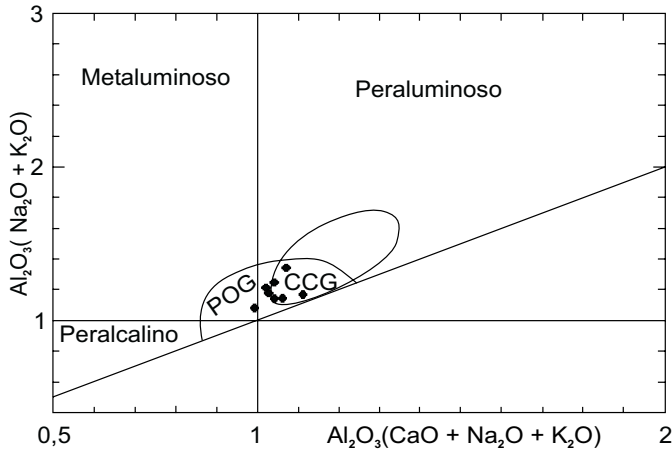


Figura 2.68 – Índice de Shand, modificado de Manniar & Piccoli (1989), indicativo transicional de granitos colisionais a pós-colisionais.

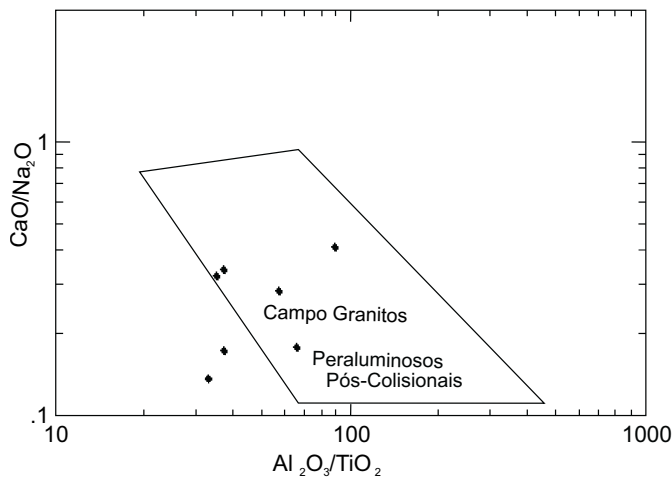


Figura 2.69 – Gráfico de Sylvester (1998) para granitos peraluminosos e pós-colisionais.

O significado das análises para interpretação do posicionamento tectônico indica que este magmatismo representa um estágio pós-colisional, associado às falhas direcionais transtensivas, sob regime regional de tensor compressivo.

Segundo Sylvester (*op. cit.*), estes litótipos peraluminosos são originados por um conjunto de diversos processos, que em parte envolvem zonas de cisalhamento e deformação. Liégeois (1998) expõe que o ambiente pós-colisional é um período complexo que inclui grande movimentação de massas.

Conforme demonstra Sylvester (*op. cit.*) a formação desta suíte peraluminosa sugere uma colisão

de alta temperatura, com granitos pós-colisionais derivados de aquecimento mantélico sobre uma crosta litosférica delaminada e moderadamente espessada.

Os padrões terras-raras apresentam comportamento coerente com a interpretação tectônica dada pelos elementos maiores e traço. As curvas fornecidas evidenciam um modelo homogêneo, enriquecidos em ETRL e ETRP, com profunda anomalia negativa de európio, compatíveis com o padrão encontrado em granitos peraluminosos e origem crustal (figura 2.70).

Sua gênese pode estar relacionada a estágios pós-colisionais associados às falhas transcorrentes. A intrusão destes corpos associados às falhas direcionais refletiria o ajuste dos blocos crustais acrescidos sob um regime de esforços compressivos e transtensivos, cada vez mais atenuados até o estágio de estabilização final.

A datação efetuada para esta unidade, forneceu a idade U/Pb de $1.743 \pm 4\text{Ma}$, (Pimentel, inédito). Sugere-se uma correspondência deste evento plutovulcânico com o evento granítico deformado na região de Aripuanã. Esta correspondência baseia-se na similaridade geocronológica, litológica, estrutural e metalogenética de ambos, com mineralizações de ouro além de sua associação com rochas vulcânicas e granitos alcalinos.

As datações realizadas para o granito deformado em Aripuanã, obtiveram valores U/Pb de $1.755 \pm 6\text{Ma}$ (Neder *et al.*, 2000), valores estes compatíveis com as relações de campo com as demais unidades datadas, com o modelo de geração, posicionamento e ambiência geotectônica deste evento magmático.

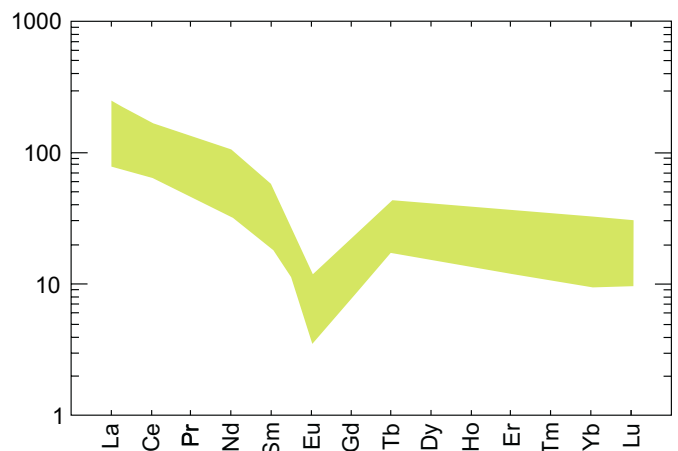


Figura 2.70 – Diagrama ETR para as rochas da Suíte Nova Canaã.

2.2.13 Diques e *Sills* Básicos (MPdb)

Nesta folha foram mapeados alguns corpos básicos de posicionamento ainda incerto.

São predominantes os corpos em forma de *sills*, sendo os diques subordinados, com espessura de métrica a decamétrica e comprimento de dezenas a centenas de metros, dispostos predominantemente segundo a estruturação geral, NW-SE a E-W, intrusivos em granitóides das unidades São Pedro, São Romão, Juruena e Nova Canaã.

Exposições de rochas dessa unidade foram registradas a nordeste da fazenda Pantera, na MT-325, entre a fazenda Pombinha Branca e a Comunidade Redenção, a nordeste da foz do rio São Marcelo, a sudeste da comunidade Jesus Veloso, a norte da comunidade Santa Lúcia, a nordeste da Bodeguita e a nordeste da comunidade Sol Nascente.

Os tipos descritos são diabásios, cinza-escuros, de textura fina e estrutura maciça. Petrograficamente mostram matriz subofítica fina. A associação mineralógica principal é constituída por plagioclásio + clinopiroxênio ± ortopiroxênio ± tremolita + biotita.

Apatita ± espinélio + opacos ocorrem como minerais acessórios. Clorita + sericita + carbonato ± talco ± epidoto ± uralita são minerais secundários, resultantes de alteração hidrotermal. O plagioclásio é euédrico, ripiforme e geminado segundo as leis da Albita e da Albita-Carlsbad. O clinopiroxênio é tabular, xenomórfico. A biotita é marrom avermelhada.

Não apresentam evidências de processos deformacionais e metamórficos superpostos. Estes corpos apenas aproveitaram zonas de descontinuidades pre-existentes para seu posicionamento crustal raso.

Sua ocorrência restrita e de pouca abundância e expressão, marca uma fase distensiva curta, relacionada ao alívio das tensões compressivas e arrefecimento térmico regional do Arco Juruena.

Datação K-Ar em rocha total obtida por Silva *et al.* (1980) em diabásio localizado no extremo-noroeste desta folha, indica uma idade de 1.416 ± 14 Ma.

2.2.14 Grupo Caiabis – Formação Dardanelos (MPd₁ a MPd₄)

A Formação Dardanelos é a denominação usada por Almeida & Nogueira Filho (1959) para especificar uma seqüência de quartzitos, conglomerados e ardósias, exposta na cachoeira homônima, situada

no Rio Aripuanã. Esta formação apresenta ampla distribuição na área e ocorre como uma bacia alongada sob a forma de sinclínio na direção NW/SW, ocupando os setores sul e sudoeste da área da folha, onde recobrem rochas graníticas e vulcânicas. Em sua maior parte, suas atuais bordas são marcadas por zonas de cisalhamento transcorrentes, contatos erosivos são observados subordinadamente. São identificadas quatro unidades litológicas distintas.

A Unidade I (MPd₁): Compreende a unidade basal e consiste predominantemente em arenitos e arenitos arcossianos róseos com grãos finos a médios, arredondados e bem selecionados, mostrando estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas e superfícies de reativação. São freqüentes na base níveis seixosos, conglomerados intraformacionais com grãos subarredondados a arredondados de quartzo e conglomerados polimíticos, (fotografia 2.40). Na Folha Ilha 24 de Maio, normalmente seu contato é tectônico com as rochas da Suíte Nova Canaã, mostrando-se deformadas e com ângulos de mergulho variável. Em seu extremo-sudeste, na Serra Formosa, estas rochas encontram-se subhorizontalizadas, em contato por discordância erosiva, recobrimdo rochas graníticas e vulcânicas subjacentes.

Os conglomerados basais, com clastos de rochas ígneas e de arenitos e argillito são interpretados como leques aluviais. Diversas estruturas como estratificações plano-paralelas, cruzadas acanaladas e planares e superfícies de reativação, presentes nos arenitos da primeira unidade, indi-



Fotografia 2.40 – Nível-base com conglomerados intraformacionais com grãos subarredondados a arredondados de arenitos e quartzo. HG-57 (644559/8805121).

cam feições como barras longitudinais e transversais, topo de barras, base e preenchimento de canais, típicas de rios entrelaçados.

Na cachoeira Trusi II, localizada na borda oeste da Serra Formosa esta unidade recobre rochas graníticas e inicia-se com conglomerados *clast supported* polimíticos, seguidos por camadas métricas de arenito grosso com níveis conglomeráticos. Representam depósitos e barras longitudinais de canal. A seguir tem-se uma seqüência de arenitos médios a grossos, maciços, argilosos, dispostos sob a forma de camadas com intercalações de arenitos com níveis argilosos e de arenitos finos a médios com estratificações cruzadas acanaladas e plano-paralelas. Representam depósitos de barras longitudinais em regime de fluxo superior associado a dunas subaquosas e depósitos de *overbank* (figura 2.96).

Unidade II (MPd₂): Aflora sob a forma de estreita faixa com orientação NW-SE distribuída paralelamente ao rio Apiacás. É formada por uma seqüência de siltitos e argilitos avermelhados com níveis de arenitos finos claros, formando solos avermelhados em contraste com os extensos areões provenientes das unidades que a envolvem.

Os argilitos e siltitos da Unidade II são interpretados como parte de um sistema transgressivo sobre este sistema fluvial.

Unidade III (MPd₃): É composta predominantemente por arenitos arcossianos e arenitos de granulação fina a média, argilosa e friável (fotografia 2.41). Ocasionalmente notam-se níveis de conglomerados intraformacionais formados por grânulos e seixos arredondados de quartzo, siltito e rochas vulcânicas.

Os arenitos arcossianos da Unidade III mostram o retorno do ambiente fluvial.

Unidade IV (MPd₄): É representada por uma seqüência de arenitos argilosos e arenitos arcossianos, finos a grossos, com intercalações de faixas conglomeráticas formadas por grânulos e seixos esparsos e bem arredondados de quartzo. Ocorre sob a forma de “ilhas”, sobre a unidade anterior.

As estratificações cruzadas de grande porte e as intercalações de conglomerados reforçam a deposição em sistema fluvial. Nas partes mais superiores desta seqüência são também observadas estratificações cruzadas de grande porte relacionadas a retrabalhamento eólico, freqüentes nestes ambientes, porém sem caracterizar um ambiente desértico.

A formação da bacia sedimentar onde se depositaram os sedimentos da Formação Dardanelos envolve um tema complexo e ainda polêmico. Kingston *et al.* (1983) classificam as bacias sedimentares sob o ponto de vista estrutural identificando-as segundo sua tectônica formadora e tectônica modificadora. A tectônica formadora considera o embasamento da bacia, sua posição e a cinemática da placa onde a bacia esta situada. A tectônica modificadora considera os eventos que deformam os sedimentos e que não atuam como formadores de outra bacia. Para estes autores os eventos modificadores são: transcorrências internas ou adjacentes à bacia, faixas móveis formadas por compressão oblíqua contígua à bacia e dobramento total transformando-a em uma faixa dobrada.

Desta forma entende-se que o desenvolvimento da bacia e sua tectônica formadora e modificadora apresentam um vínculo direto com as estruturas de seu embasamento.

A compartimentação estrutural mostra que o embasamento da área foi submetido a eventos de deformação progressiva caracterizados por um regime compressivo, inicialmente contracional, modificando-se para um regime transcorrente transtrativo, onde o vetor σ_1 esteve subhorizontalizado desde NW, rotando e mantendo-se em torno de N55°E.

Dados geocronológicos corroboram esta proposta, onde as idades U/Pb variam desde 1.848 ± 17Ma (JICA/MMAJ,2000) a 1.755 ± 5Ma, e quiçá 1.653 ± 42Ma; dados de metamorfismo (Pimentel, 2001) indicam que esta área esteve submetida a esforços compressionais ou transcorrentes, em todo este período.



Fotografia 2.41 – Arenitos arcossianos-granulação fina a média com níveis de conglomerados intraformacionais. JO-06 (JO06-541851/8792112).

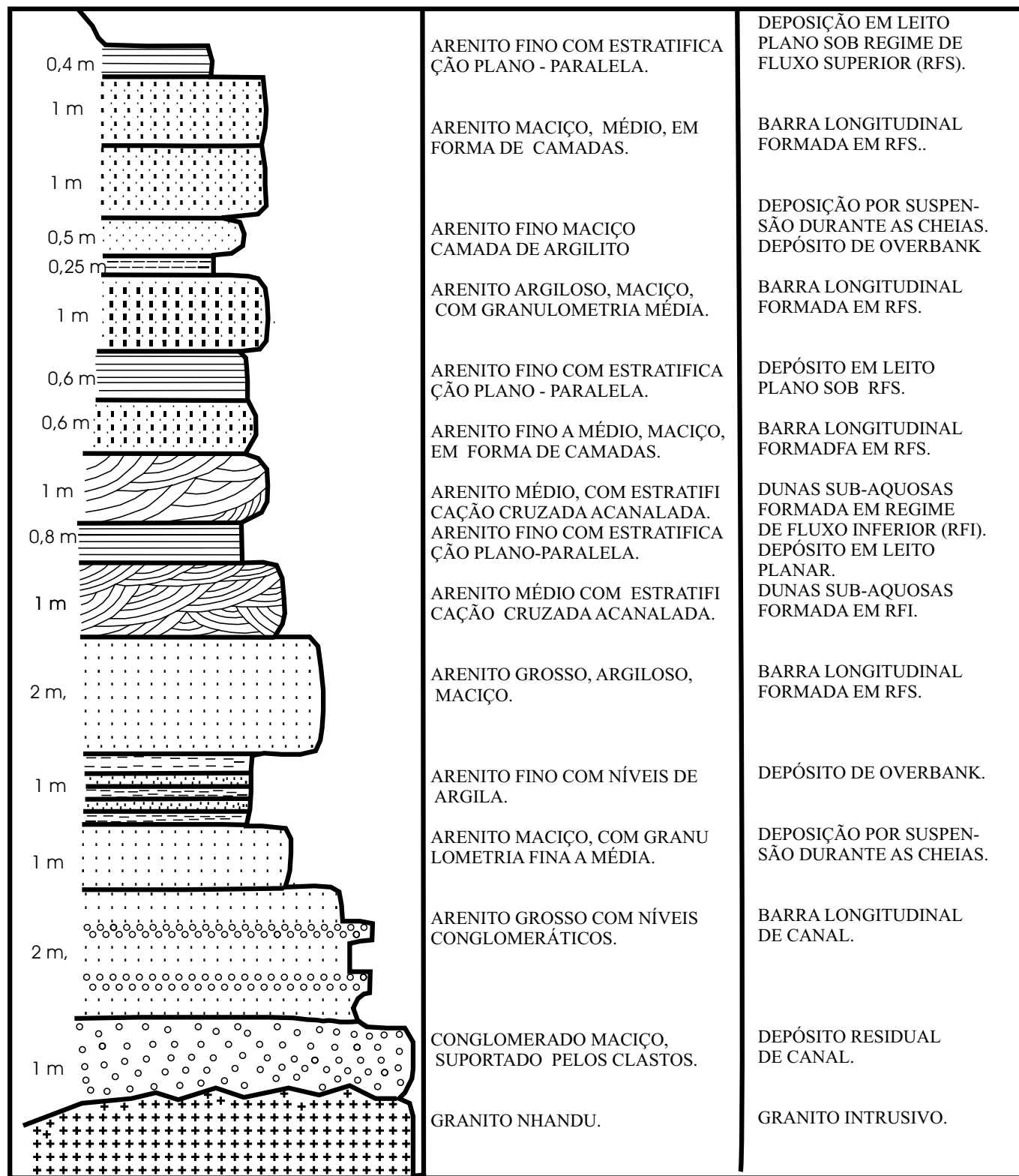


Figura 2.96 – Perfil esquemático da seqüência sedimentar da Cachoeira Trusi II, LM-9c, segundo Bahia (2000).

Não há evidências de falhas de gravidade no embasamento e as falhas extensionais e as fraturas mapeadas respondem por componentes do sistema Riedel transcorrente, que apresentam direção NE/SW. Estas fraturas e falhas são localizadas e de pequena envergadura, discordante com a direção NW/SE, não sendo responsáveis pela formação da Bacia do Dardanelos.

Os dados observados coligem para a interpretação de que esta bacia é balizada por zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais, que propiciam a formação de uma bacia romboédrica (*rhombochasm*), ocasionada pela transtensão entre zonas de cisalhamento adjacentes no nível rúptil-dúctil.

Feições e dados estruturais coligidos pelo projeto somam-se a esta interpretação:

a) bacia de geometria rômica, com cerca de 500km x 100km;

b) a Formação Dardanelos está depositada sobre as descontinuidades do Arco Magmático Juruena, ainda ativas sin e pós-deposição;

c) estas descontinuidades são zonas de cisalhamento transcorrentes de direção N70°-80°W, (Y/Riedel), que correspondem às atuais bordas da bacia;

d) zonas de cisalhamento transcorrente internas, observadas nas proximidades do rio dos Peixes, com fraturas extensionais, em arenitos preenchidas por quartzo com orientação N40°E;

e) formação de faixas miloníticas e cataclásticas N85°W/70°NE, em siltitos localizados em áreas internas da bacia;

f) dobras com eixo de caimento 30°/270°, sendo estas últimas feições típicas e transicionais do domínio rúptil-dúctil para o domínio rúptil;

g) determinações de paleocorrentes através das estratificações cruzadas, sugerem um preenchimento da bacia a partir de E/NE onde estaria a área-fonte dos sedimentos;

h) a Formação Dardanelos, segundo Saes & Leite (2003), apresenta por zircões detríticos com idades Pb/Pb entre 1.987±4Ma a 1.377±13Ma, sugerindo a idade máxima de 1,44Ga como representativa para o início da sedimentação da Formação Dardanelos.

Os dados obtidos por Saes & Leite (2003), cujas idades com intervalos de 1,98Ga e 1,81 a 1,75Ga são interpretados, por estes autores, como idades de retrabalhamento do Grupo Beneficente. A equipe do Projeto Alta Floresta interpreta estes dados, cerca de 55% dos resultados analíticos de Saes & Leite (2003), como concordantes às idades das rochas pertencentes ao Arco Magmático Juruena

(1,85-1,75Ga), transferindo a idade máxima para sua sedimentação a tempos mais remotos.

Desta forma interpreta-se para formação da Bacia Caiabis e responsável por sua sedimentação um sistema *pull-apart*, ou no máximo como de tipo *strike slip*, onde as zonas principais de transcorrência sinistrais NW/SE, sejam as responsáveis por sua geração e também seus principais agentes modificadores.

2.2.15 Cobertura Cenozóica (NQI)

Caçando as diversas unidades geológicas, ocorrem os lateritos freqüentemente formando platôs que sustentam o relevo e marcam uma antiga superfície de aplainamento regional, balizada atualmente por cotas altimétricas situadas na faixa de 350 a 450m.

As ocorrências mais expressivas destas coberturas situam-se a sudoeste de Nova Canaã, a leste e oeste da comunidade Jesus Veloso, no alto curso do rio Tapaiúna, na mesopotâmia dos rios Jacaré-Paranaíta e nos arredores das fazendas Cocchitto, Estrela e Ouro Preto.

A unidade é formada por depósitos de alteração *in situ* e por depósitos transportados, constituindo latossolos argilosos ou argilo-arenosos, com desenvolvimento de crosta laterítica ou acumulados de pseudofragmentos, pisólitos e oólitos ferruginosos, geralmente avermelhados ou amarelados.

Os lateritos variam de imaturos a maduros. Nos perfis observados, os mais completos exibem um horizonte composto por material argiloso, mosqueado contendo ou não pseudoveios ou vênulas avermelhados a esbranquiçados. Um horizonte contendo material argiloso ou argilo-arenoso, blocos concrecionais, colunas, nódulos e fragmentos de rocha. Um horizonte concrecionário formado por uma crosta ferruginosa de espessura centimétrica, que em alguns locais atinge até dois metros de espessura, exibindo, por vezes, nódulos e pseudofragmentos ferruginosos na porção superior. Este horizonte, quase sempre é capeado por solo argiloso ou argilo-arenoso amarelado ou avermelhado.

2.2.16 Depósitos Aluvionares (Q_{2a})

Constituem coberturas caracterizadas por paleocanais e depósitos recentes distribuídos ao longo das planícies de inundação das drenagens atuais.

São formados essencialmente por sedimentos arenosos e argilosos, inconsolidados, constituídos por cascalhos, areias grossas a finas, siltes e argi-

las e estão distribuídos principalmente ao longo dos rios Teles Pires, Peixoto de Azevedo, São Marcelo, Apiacás, Caapará, Parado, Paranaíta e Peixes, onde apresenta maior expressividade.

Dentre estes, o rio Teles Pires possui a maior planície aluvionar, ao longo de seu curso foram observados depósitos de largura quase sempre inferior a

1.000m, e com espessura máxima estimada em torno de oito metros.

Os depósitos aluvionares do alto curso do rio Paranaíta e de várias drenagens menores situadas, sobretudo, nos arredores de Nova Canaã, foram intensamente lavrados com expressiva produção e extração de ouro, durante as décadas de 70/80.

3

GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

3.1 Introdução

A área em estudo exhibe uma grande diversidade de terrenos geológicos com características petrológicas e geocronológicas distintas, entretanto certos grupos apresentam estilos próprios de deformação quando analisados em conjunto, sejam na forma de domínios estruturais e regimes deformacionais, sejam por estarem englobados dentro de um mesmo nível crustal, ou por estarem submetidos ao mesmo campo tensional em níveis crustais diferentes.

Os primeiros trabalhos foram esboçados por Silva *et al.* (1980), tratados em escala regional, onde foram observados os traços estruturais da região norte do Estado de Mato Grosso. Neste estudo foi proposto um regime tectônico extensional marcado por movimentos verticais, representados por expressivos lineamentos e falhas de orientação NW/SE e W/NW-E/SE, interceptados por lineamentos de direção NE/SW.

Silva *et al.* (1980), generalizaram nestes estudos os termos “embasamento polimetamórfico e policíclico, remobilização granítica, anatexia, rejuvenes-

cimento isotópico, anorogenismo, sinclinais, anticlinais e domos regionais interpretados em um ambiente puramente tafrogênico”.

Estas idéias começaram a ser contrapostas por Barros (1993), em trabalho localizado, onde é proposto um modelo tectono-estrutural marcado por um regime compressivo e extensional gerando zonas transcorrentes NW/SE e EW de natureza dúctil e dúctil-rúptil e um sistema mais novo NE/SW rúptil pós-Uatumã.

Durante a execução o Projeto Alta Floresta, Lacerda Filho *et al.* (2000) identificaram três domínios estruturais, onde o primeiro de natureza dúctil é marcado por zonas de cisalhamento dextral EW e NW-SE, o segundo rúptil-dúctil com nucleação de fraturas com desenvolvimento de zonas transcorrentes sinistrais de direção NW-SE, e um terceiro, marcado por uma tectônica rúptil sinistral de direção EW e desenvolvimento de falhas e estruturas transcorrentes extensionais.

Com a continuidade dos estudos do Projeto Alta Floresta a idéia destes domínios estruturais evoluiu com a aquisição e análise de novos dados, desenvolvendo-se uma nova proposta de domínios estru-

turais e diferentes regimes deformacionais: Domínio Dúctil I – regimes Contracional e Contracional Oblíquo, Domínio Dúctil II e Dúctil-Rúptil – regimes Contracional, Transcorrente e Transcorrente Confinado e Domínio Rúptil-Dúctil e Rúptil.

As associações litoestratigráficas foram ordenadas em três grandes domínios geotectônicos: uma bacia sedimentar, um arco magmático, este subdividido em domínios ditos: plutovulcânico; acrescionários de médio e alto grau metamórfico e o último domínio constituído por um terreno metavulcano-sedimentar (figura 3.1).

3.2 Análise e Interpretação Estrutural

Uma análise macro das feições geológicas da Folha Ilha 24 de Maio e para o projeto, foi realizada por Valente (1998-2000), durante a fase inicial deste projeto, na elaboração de mapas preliminares, onde utilizaram-se imagens LANDSAT TM5 e RADAR. Em comum, estas imagens registram grandes lineamentos estruturais, orientados em sua maioria na direção N40-60°W e NE/SW subordinada. Seus traços estendem-se por quilômetros de distância, contínuos a descontínuos, sinuosos, curvos e retilíneos,

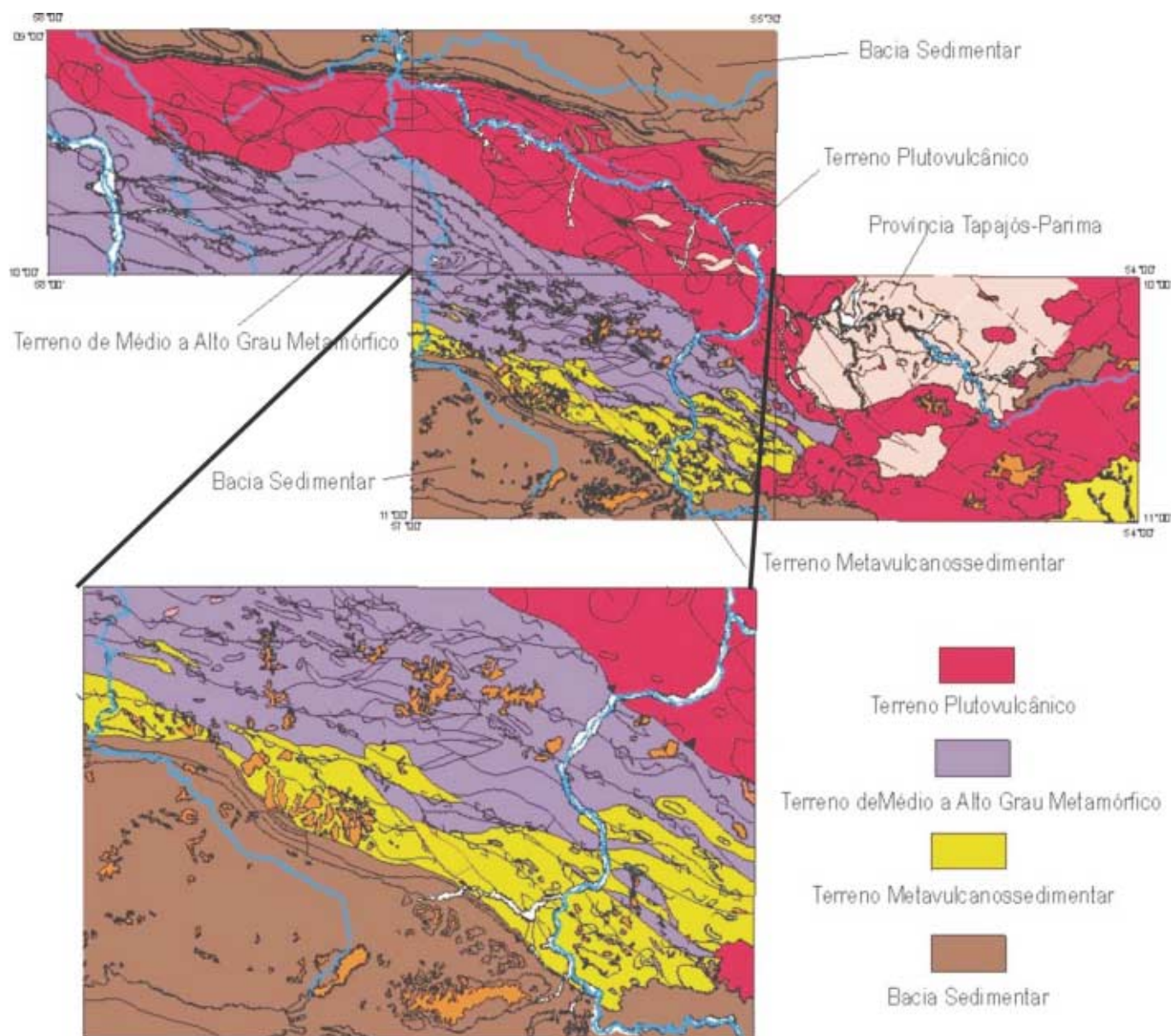


Figura 3.1 – Esboço simplificado dos grandes domínios geotectônicos da área do projeto e em detalhe da Folha Ilha 24 de Maio.

localmente. Interconectando-se para formar um padrão geométrico sigmoidal típico (figura 3.2).

Imagens aerogeofísicas, magnetométricas de campo total e campo residual apresentam concordância com a análise das imagens de satélite, formando anomalias com *trend* NW/SE.

Nas imagens LANDSAT é possível inferir sobre a origem e de forma mais restrita a cinemática destes lineamentos, baseando-se na geometria, forma, intensidade de traços e deslocamento aparente de feições. A princípio, representam sistemas dúcteis de falhas geradas em regime transcorrente de cinemática sinistral. É nítido também, o limite entre a atual borda da bacia sedimentar e as unidades do Arco Magmático, onde são observadas feições geradas sob um campo tensional compressional e/ou transcorrente.

Estes padrões reconhecidos nas imagens apresentam, em parte, correlação com as estruturas de campo, principalmente aos últimos estágios deformacionais mais intensos e permanentes, sendo feições em sua maioria geradas em regimes dúctil a dúctil-rúptil.

As observações de campo e os dados de dezenas de atitudes estruturais de acamamento,

foliações miloníticas, cataclásticas, metamórficas (bandamento e xistosidade), magmáticas, lineações minerais, de estiramento, *boudins*, *mullions*, geometria de dobras e falhas, foram os elementos essenciais para esta análise e interpretação.

Ressalte-se que estruturas, figuras ou padrões de interferência não são dominantes, bem como não foram interpretados vários ciclos e eventos deformacionais. As propostas estruturais policíclicas estanques e desconectadas, não foram contempladas. Entende-se que a deformação que afeta esta área é um processo contínuo, evolutivo e progressivo e cujos vários elementos tratados fazem parte de pequenos incrementos deformacionais, marcados no espaço e no tempo.

Estas estruturas foram hierarquizadas em três domínios, sendo os dois primeiros de evolução progressiva e o terceiro estágio mais tardio.

Estes domínios progressivos foram individualizados em função do regime deformacional, do campo tensional, das características tectônicas, do nível crustal e facies metamórficas, indicadores cinemáticos e terrenos envolvidos, cujas informações estão resumidas na tabela 3.1.

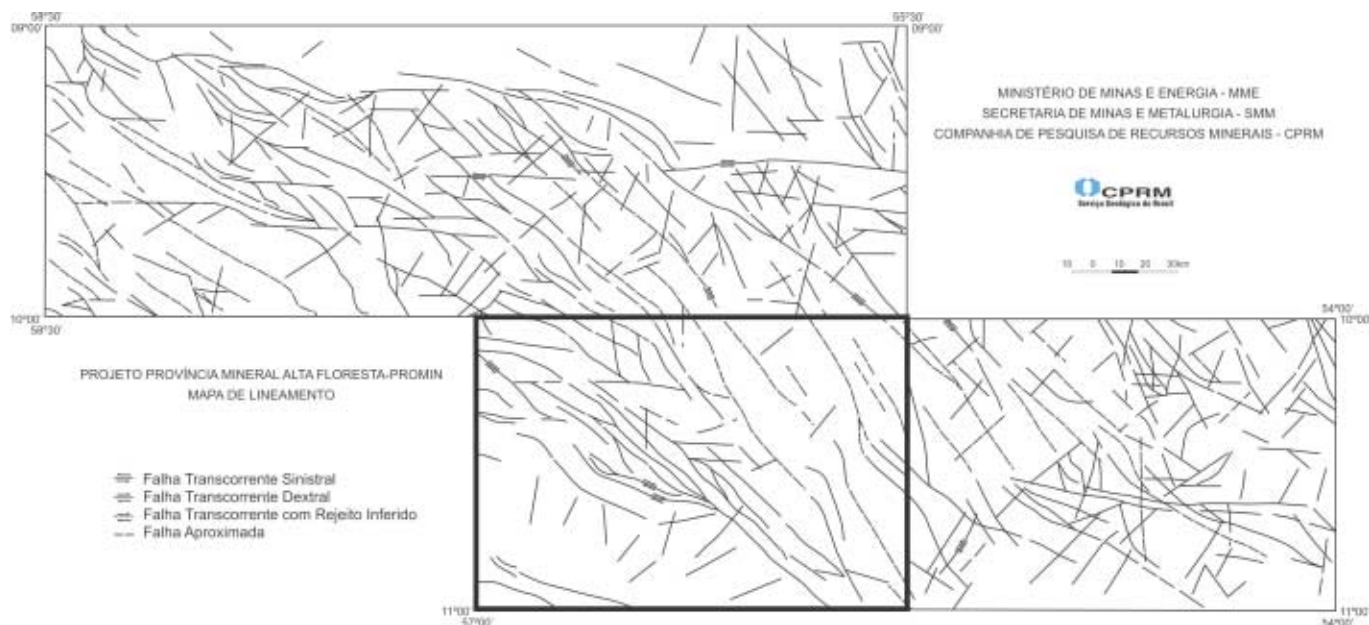


Figura 3.2 – Esboço estrutural integrado da área do Projeto Alta Floresta, a partir das imagens LANDSAT, ressaltando área da Folha Ilha 24 de Maio (centro-inferior).

Tabela 3.1 – Domínios estruturais e características do processo de deformação progressiva para a Folha Ilha 24 de Maio.

DEFORMAÇÃO PROGRESSIVA								
Domínio	Regime	Característica Tectônica	Geometria do Fluxo e Cinemática	Vetor Dominante	Terreno	Unidades Estratigráficas	Fácies Metamórfico	Idade da Deformação e/ou metamorfismo
Dúctil I	Contracional	Pré- colisional a sin e pós-colisional, Infra a Mesocrustal	Cisalhamento Puro Convergente SE para NW	Compressão σ_1 N/W,	De Médio a Alto Grau metamórfico	PPbm	Anfibolito Médio a Granulito, Isógrada Sillimanita/Hiperstênio, K-feldspato, temperatura alta e pressão intermediária a baixa	Deformação em 1,85 e 1,77Ga
	Contracional Oblíquo		Cisalhamento simples Dextral, preferencial	Rotação de σ_1 para N/S		PPmv, PP γ v, PP γ sp, PP γ sr,		Zircão 1.774±28Ma em neossoma migmatito PPmv
Dúctil II e Dúctil-Rúptil	Contracional	Sin a-pós-colisional, com decompressão localizada de blocos, Meso a Supracrustal	Cisalhamento Puro	Rotação de σ_1 Para NE	De Médio a Alto Grau metamórfico	PPbm, Ppmv, PP γ v, PP γ sp, PP γ sr, PP γ a,	Anfibolito médio a Xisto-Verde Baixo, isógrada Silimanita, Granada, Biotita, Clorita, temperatura alta , baixa pressão	Zircão metamórfico em anfibolito do PPmv, pico em 1.653 ±42 Ma (outro evento?)
	Transcorrente (Transpressivo e Transtensivo)		Cisalhamento Simples Sinistral predominante Dextral subordinada		Metavulcanos-sedimentares	PPmc, PP γ nc,		
	Transcorrente Confinado	Pós-colisional, Supracrustal	Cisalhamento Simples Par Sintético e antitético - Dextral e sinistral	Compressão σ_1 N55°E com R' N25°/35°E	Plutovulcânico	PP γ j, PP γ p, PP γ n, PP γ a	Xisto-Verde baixo, Isógrada Biotita	Sem registro
Rúptil-Dúctil Rúptil	Falhas e Fraturas Transtensivas e transpressivas	Supracrustal	Sinistral predominante	Transtensivo	Arco magmático e Bacia Sedimentar	PPbm, PP γ j, PP γ p, PP γ n, PP γ a PPmv, PP γ v, PP γ sp, PP γ sr, PP γ a, PPmc, PP γ nc, MPd	Incipiente a ausente	1,70/Ga (?)

3.2.1 Domínio Dúctil I – Regimes Contracional e Contracional Oblíquo

O primeiro estágio no processo deformacional caracteriza-se por forte encurtamento crustal em um domínio dúctil e regime contracional. Seu vetor predominante é NW, gerando dobras cilíndricas, simétricas a assimétricas, apertadas, de charneira espessada, com plano-axial de mergulho para NW e eixos de caimento inclinado para NE/EW, (figura 3.3 e fotografia 3.1).

Esta deformação gera uma foliação (S_n) incipiente, pouco penetrativa, plano-axial e de difícil reconhecimento. A simetria das feições sugere que o processo ocorreu em fluxo coaxial ou cisalhamento puro, heterogêneo.

Estruturas relictas, do tipo acamamentos (S_0), são encontradas nas rochas supracrustais e metamórficas do Complexo Bacaeri-Mogno. Este (S_0) é reconhecido nas BIF's e caracteriza-se pela alternância paralela de níveis de quartzo e/ou *chert* com níveis de magnetita e/ou hematita, de atitude N50-20°W, mergulho médio de 40° SW (fotografia 3.2).

Estas feições são condicionadas a estruturas podiformes e zonas de mais baixo *strain* e preservadas por apresentar um comportamento competente à deformação. Em macroescala, BIF's e quartzitos



Fotografia 3.1 – Mesodobras isoclinais fechadas e verticais com eixos $L_b = 80^\circ/070^\circ$ em cordierita-sillimanita gnaisses, rochas supracrustais do Complexo Bacaeri-Mogno. Fazenda Bacaeri, CC-241. Plano



Fotografia 3.2 – Formações ferríferas bandadas (BIF's), do Complexo Bacaeri-Mogno, exibindo bandamento composicional // à estratificação (S_0). Aproximadamente N10-30°W/40°SW. AF-46 (584042/8854783).

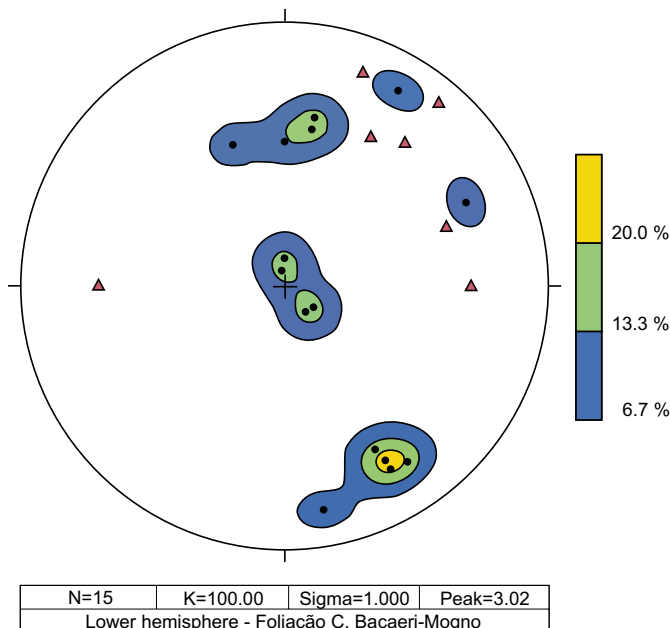


Figura 3.3 – Estereograma das superfícies S_n , plano-axial de dobras geradas em domínio dúctil e eixos L_b relacionados a este primeiro estágio.

constituem-se níveis-guias do complexo e apresentam-se dobrados. Os eixos de dobra (L_b) medidos dispõem-se preferencialmente entre N30-40°E, o que implicaria em um vetor teórico compressivo N50-60°W.

O eixo (L_b) teórico construído pela intersecção dos planos médios da foliação apresenta correlação com os dados de campo.

Ferreira *et al.* (2000) reconhecem este estágio dúctil e compressivo de direção NE-SW, nas unidades litoestratigráficas mais antigas da Folha Jacareacanga, atribuindo-lhe uma idade de 2,15 a 2,00Ga e relacionado-o a uma fase colisional ou de

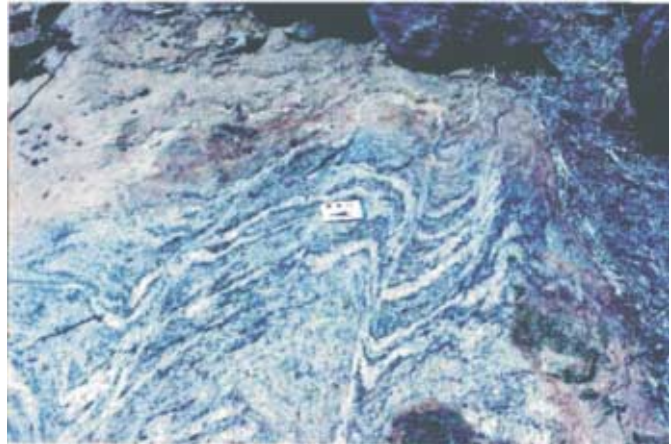
encurtamento associado a processos de subducção, durante a provável evolução de um ambiente de arco magmático.

Um segundo estágio em deformação progressiva e dentro do mesmo domínio dúctil, o vetor compressional rotaciona de NW/N para N/NE e o sistema contracional e convergente modifica-se para um regime contracional e oblíquo.

A rotação de σ_1 relaciona-se à fase de rompimento da crosta oceânica de seu estágio passivo para uma crosta ativa em direção à crosta pré-colisional ou de imbricação de placas, com encurtamento crustal e subducção oblíqua das rochas do Complexo Bacaeri-Mogno. Associa-se ainda a este estágio a anatexia da placa, responsável pela geração dos primeiros litótipos graníticos do Arco Juruena em torno de 1.850Ma.

Esta deformação gera uma foliação de transposição e milonítica, penetrativa, plano-axial e é observada na maioria dos afloramentos (figura 3.4 e fotografia 3.3). É acompanhada de neoformação mineral de alta temperatura e pressão intermediária, atingindo a fácies anfibolito médio a granulito.

São superfícies geradas em fluxo de cisalhamento simples e cinemática dextral, rompendo as dobras geradas na fase contracional, formando dobras sem raiz (figura 3.5).



Fotografia 3.3 – Gnaiss calcissilicático com bandas de cisalhamento dextral e sinistral, com superfícies de transposição E/W, geradas em cisalhamento simples, Domínio Dúctil I, Complexo Bacaeri-Mogno.

Estruturas sigmoidais geradas em zonas de cisalhamento indicam a cinemática predominantemente dextral e lineações de estiramento (L_n), *down dip* e o transporte oblíquo e descendente destas zonas.

As dobras geradas nesta fase, tendem a ter eixos (L_b) com duplo caimento E/W, com certa tendência de caimento médio a suave para E.

A proposição cronológica para os eventos ocorre de forma relativa e com certa sobreposição temporal, indicando que algumas fases são síncronas. Sugere-se que o final deste estágio coincida com um instante do evento de subducção, com geração de crosta continental, edificação do Arco Magmático Juruena ocorrido por volta de 1,85Ga (Lacerda Filho *et al.*, 2000).

3.2.2 Domínio Dúctil II e Dúctil-Rúptil – Regimes Contracional, Transcorrente e Transcorrente Confinado

Nesta fase da deformação progressiva há uma nova rotação de σ_1 ; este irá se posicionar em torno de N55°E e ficará fixo na área até o final do processo orogenético e de formação da bacia sedimentar.

Os limites entre os domínios dúcteis, assim como seus regimes são transicionais; são descritos em termos de predominância de um tipo sobre o outro.

As primeiras feições encontradas são estruturas contracionais, geradas por cisalhamento puro, observadas principalmente em gnaisses e migmatitos do Complexo Nova Monte Verde e localmente nos granitos São Pedro e São Romão.

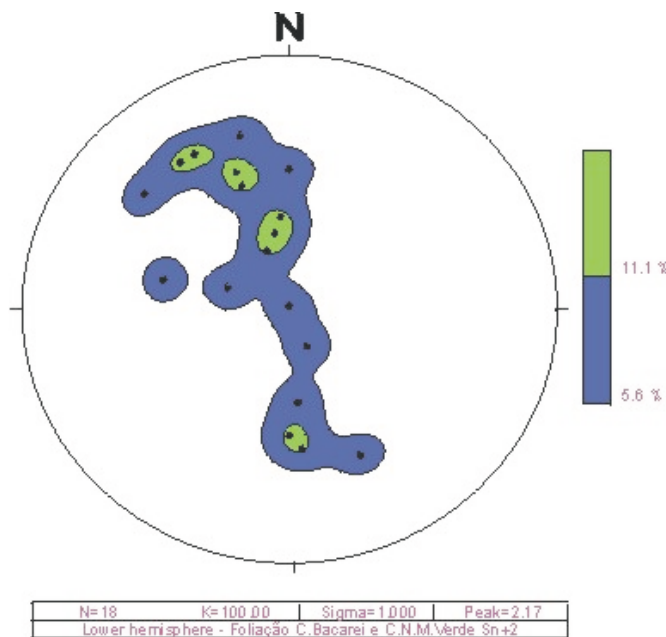


Figura 3.4 – Estereograma da foliação milonítica (superfícies de cisalhamento simples) do Domínio Dúctil I.

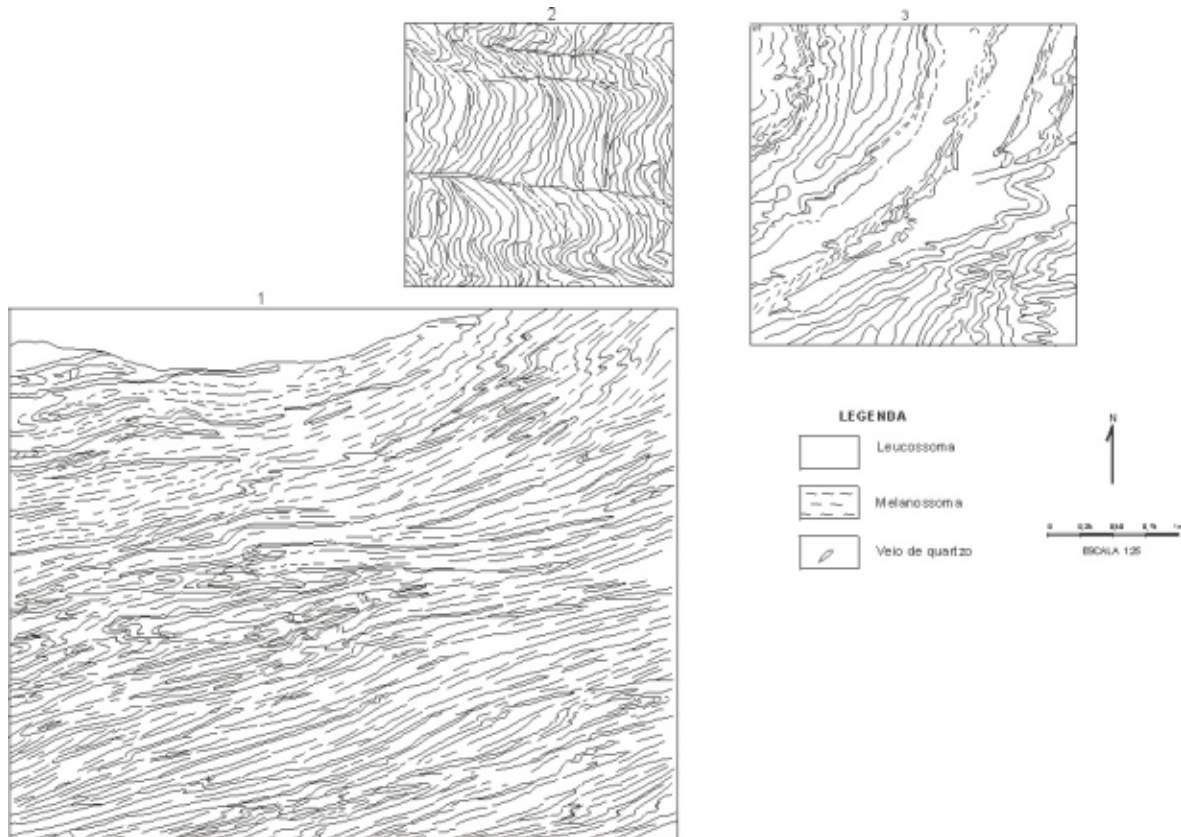


Figura 3.5 – Estruturas do Domínio Dúctil I – 1), 2) e 3) foliação de transposição em fluxo de cisalhamento simples e cinemática dextral, com extensão nos limbos das dobras geradas na fase contracional, formando dobras sem raiz. Sketch de afloramentos do Complexo Bacaeri-Mogno, da Folha Rio São João da Barra.

A formação de dobras ptigmáticas, nos veios e segregados quartzo-feldspáticos gerados na fase anterior, são as evidências mais típicas e característica de mecanismos de *buckling*, desta etapa, (figura 3.6 e fotografia 3.4).

Outra feição preservada e típica deste regime contracional é a formação de bandas de cisalhamento centimétricas e com cinemática ora dextral ora sinistral, com a formação de uma fábrica prolata, simétrica identificada pelos cristais de K-feldspato.

É provável que durante o final deste estágio contracional iniciou-se o processo de alçamento das rochas granulíticas e a descompressão de toda infracosta de forma geral, para níveis crustais superiores. Como consequência deste processo ocorreram retrometamorfismo e reequilíbrio das fases minerais do Complexo Bacaeri-Mogno e fusões localizadas causadas pelo alívio de pressão, ainda sob temperatura alta, nas rochas do Complexo Nova Monte Verde.

A deformação progressiva que se segue após a fase contracional é a mais marcante e abrangente em toda a área. É o sistema visível nas imagens de

satélite, marcado por uma deformação eminentemente dúctil em regime transcorrente que afeta a todas as unidades litoestratigráficas em níveis meso a supracrustais.

Caracteriza-se por uma zona principal de deslocamento de cinemática sinistral e fluxo de cisalhamento simples. As principais feições produzidas são falhas de deslocamento direcional ou transcorrentes que se desenvolvem sobre as discontinuidades geradas nos domínios anteriores, apresentando as mesmas direções, mas invertendo o sentido de movimento.

Este processo de deformação é heterogêneo, gera uma série de estruturas tectônicas, transpressivas e transtrativas, acompanhado pelo *emplacement* de vários corpos graníticos. Baseado nestas estruturas, sua geometria e cinemática, elaborou-se um modelo no diagrama de Riedel (figura 3.7) que pode ser assim descrito:

- Zona de deslocamento principal (Y) N70-80°W, sinistral, podendo ter variações angulares até N40°W, com mergulho médio a alto para NE e variações para SW (figura 3.8);



Figura 3.6 – Desenho de afloramento acima ressaltando as feições buckling, do Complexo Nova Monte Verde.



Fotografia 3.4 – Estruturas ptigmáticas geradas por mecanismo de buckling, no domínio dúctil, fase contracional. AF-99 (527412/8867079).

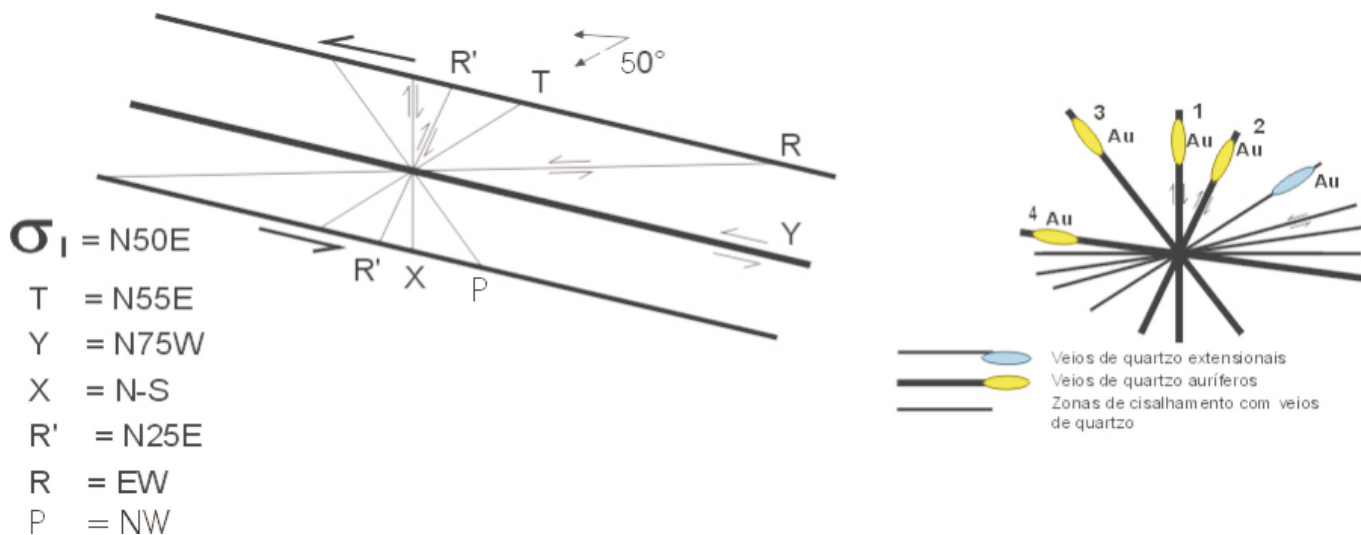


Figura 3.7 – Modelo de diagrama Riedel com as orientações predominantes do Domínio Dúctil II e Dúctil-Rúptil, apresentando ainda os veios de quartzo auríferos associados a este domínio.

- R (Sintética), sinistral, N85°W a E-W com mergulhos altos para NE e N, e R' (Antitética), dextral N25°E a N35°E com mergulho alto a médio para SE;
- T= Fraturas de N50°E a N60°E, normalmente em campo orientado para N55°E (figura 3.9);
- Fraturas de cisalhamento (X) N-S e (P) NW são preenchidas por quartzo e dependendo da unidade litoestratigráfica, mineralizada com sulfetos e Au.

A pequena diferença angular entre os dados obtidos em campo e os valores do diagrama Riedel são explicados por fatores reológicos, estruturas herdadas dos domínios anteriores e anisotropia do meio.

Estas feições desenvolvem-se em rochas mesocrustais, desde fácies anfibolito médio a fácies xisto-verde até rochas supracrustais. Geram nas rochas de grau mais elevado uma forte foliação de transposição marcada desde uma xistosidade até uma foliação milonítica.

Este estudo mostra que a maioria dos corpos plutônicos são sintectônicos às falhas dúcteis direcionais e são controlados por estas estruturas em zonas de transtensão. Observa-se que a foliação das zonas de cisalhamento penetra nos corpos graníticos orientando sua fábrica.

A orientação dos K-feldspatos, principalmente no Granito São Pedro, demonstra uma lineação de estiramento mineral medida na faixa de maior *strain* (figura 3.10). Estas lineações minerais exibem dire-

ção NW/SE, de baixo ângulo e concordantes ou oblíquas com a direção das falhas de deslocamento direcional.

As dobras geradas neste domínio são isoclinais, inclinadas com caimento, plano-axial subverticalizado com mergulho alto para NW/SE e paralelo à direção das zonas de cisalhamento, os eixos apresentam-se com mergulho para E, com variações para NE e NW (figura 3.11).

Em níveis crustais mais superiores esta deformação caracteriza-se pela nucleação de fraturas desenvolvendo zonas de cisalhamento confinadas, transtensivas, de espessura métrica e neoformação mineral.

Apresentam as mesmas direções e padrões do modelo Riedel da infra-estrutura, desenvolvendo-se principalmente nas unidades graníticas do terreno plutovulcânico.

3.2.3 Domínio Rúptil-Dúctil e Rúptil

Este estágio é uma continuação do domínio anterior, apresentando as mesmas características cinemáticas e vetoriais, e sua manifestação ocorre como eventos rúpteis a rúpteis-dúcteis transtensivos na supraestrutura, responsáveis por fraturas nos terrenos de médio a alto grau metamórfico e plutovulcânico e pela formação da bacia sedimentar onde se depositaram os sedimentos da Formação Dardanelos.

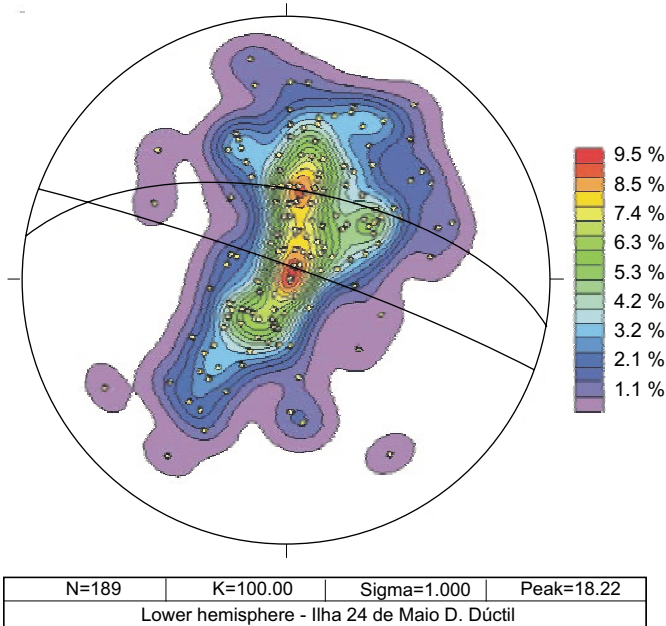


Figura 3.8 – Estereograma para superfícies miloníticas da zona de deslocamento principal (Y) N70-80°W, domínio dúctil II, regime transcorrente.

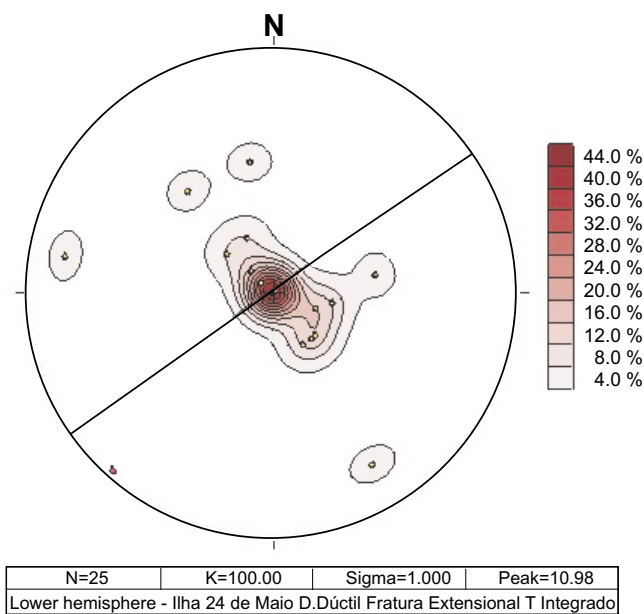


Figura 3.9 – Estereograma das fraturas T de N50°E a N60°E.

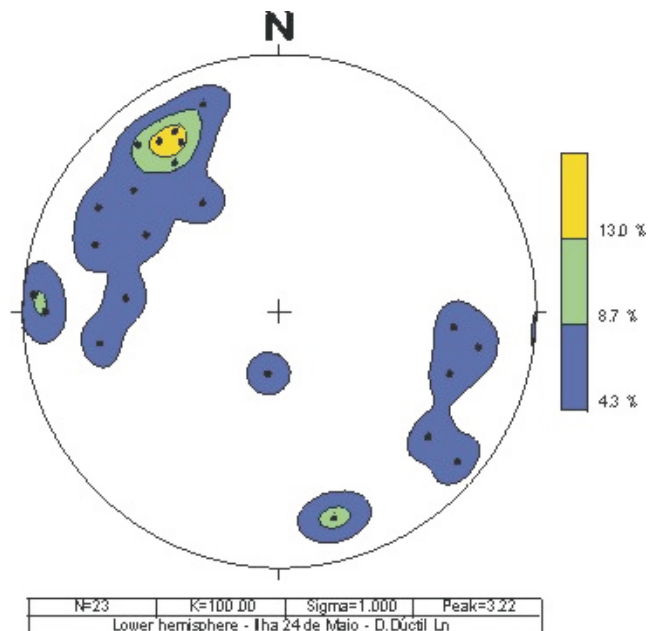


Figura 3.10 – Estereograma das lineações minerais e de estiramento para o Domínio Dúctil II.

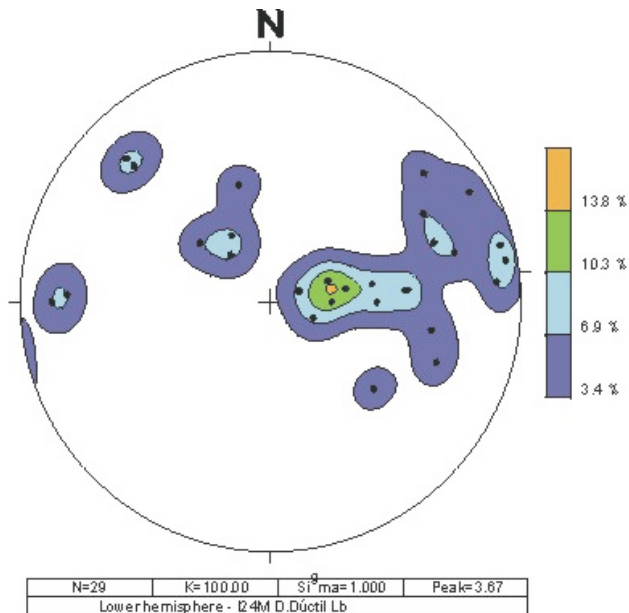


Figura 3.11 – Estereograma dos eixos de dobras isoclinais do Domínio Dúctil II.

A geração desta bacia envolve um tema complexo e ainda polêmico. Kingston *et al.* (1983) classificam as bacias sedimentares sob o ponto de vista estrutural identificando-as segundo sua tectônica formadora e tectônica modificadora. A tectônica formadora considera o embasamento da bacia, sua posição e a cinemática da placa onde a bacia está situada. A tectônica modificadora considera os eventos que deformam os sedimentos e que não atuam como formadores de outra bacia. Para estes autores os eventos modificadores são: transcorrências internas ou adjacentes à bacia, faixas móveis formadas por compressão oblíqua contígua à bacia e dobramento total transformando-a em uma faixa dobrada.

Desta forma entende-se que o desenvolvimento da bacia e sua tectônica formadora e modificadora apresentam um vínculo direto com as estruturas de seu embasamento.

Esta compartimentação estrutural e os domínios apresentados mostram que os eventos de deformação progressiva da área caracterizam-se por um regime compressivo, inicialmente contracional, modificando-se para um regime transcorrente transtrativo, onde o vetor σ_1 esteve subhorizontalizado desde NW, rotando e mantendo-se em torno de N55°E.

Dados geocronológicos corroboram esta proposta, onde as idades U-Pb variam desde 1.848 ± 17 (Jica/MMAJ, 2000) a 1.755 ± 5 , e quiçá $1.653 \pm$

42, dados de metamorfismo (Pimentel 2001), indicando que esta área esteve submetida a esforços compressionais ou transcorrentes, em todo este período.

Não há evidências de falhas de gravidade no embasamento, e as falhas e as fraturas extensionais mapeadas respondem por componentes do sistema Riedel transcorrente, que apresentam direção NE/SW. Estas fraturas e falhas são localizadas e de pequena envergadura, discordante à direção NW/SE não sendo estas as responsáveis pela formação da Bacia do Dardanelos.

Mandrucci (2000), apresenta em seu estudo parte desta evolução, com a localização da área da bacia dentro da zona de cisalhamento transcorrente sinistral, propiciando a formação de uma bacia romboédrica (*rhombochasm*), ocasionada pela transtração entre zonas de cisalhamento adjacentes no nível rúptil-dúctil.

Feições e dados estruturais coligidos pelo projeto somam-se a esta interpretação:

a) bacia de geometria rômbrica, com cerca de 500km x 100km;

b) a Formação Dardanelos está depositada sobre as discontinuidades do Arco Magmático Juaruena, ainda ativas sin e pós-deposição;

c) estas discontinuidades são zonas de cisalhamento transcorrentes de direção N70-80°W, (Y/Riedel), que correspondem às atuais bordas da bacia;

d) zonas de cisalhamento transcorrente internas, observadas nas proximidades do rio dos Peixes, com fraturas extensionais, em arenitos, preenchidas por quartzo com orientação N40°E;

e) as antigas bordas da bacia correspondem às zonas de cisalhamento transcorrente, as atuais constituem escarpas de recuo e estão controladas por falhas direcionais;

f) formação de faixas miloníticas e cataclásticas N85°W/70°NE, em siltitos localizados em áreas internas da bacia;

g) dobras com eixo de caimento 30°/270°, sendo estas últimas feições típicas e transicionais do domínio rúptil-dúctil para o domínio rúptil;

h) determinações de paleocorrentes através das estratificações cruzadas, sugerem um preenchimento da bacia a partir de E/NE onde estaria a área-fonte dos sedimentos;

i) A Formação Dardanelos, segundo Saes & Leite (2002), apresenta por zircões detríticos com idades Pb/Pb entre 1.987 ± 4 Ma a 1.377 ± 13 Ma, sugerindo esta última a idade máxima para o início da sedimentação.

Nota-se que entre este período e estendendo-se até o Ciclo Sunsás (1,25Ga a 1,0Ga) a Região Amazônica é palco de instabilidade tectônica, onde prevalece a edificação de arcos magmáticos com eventos acrescionários manto-crosta, granitogênese colisional a pós-colisional, associados a eventos metamórficos e intenso vulcanismo, além de uma preponderante estruturação com cinemática convergente e/ou transcorrente.

Pedreira (2000), interpreta a formação da bacia e sua deposição em crosta continental, intracratônica, sem evidências da presença de faixas dobradas ou limites de placas posteriores à deposição da bacia. Embora este autor admita a presença de falhas transcorrentes internas e modificadoras desta.

A interpretação para formação da Bacia Caiabis é que esta represente ou um sistema *pull-apart* ou uma bacia do tipo *strike slip*, onde as zonas principais de transcorrência sinistrais NW/SE sejam as responsáveis por sua geração e também seus principais agentes modificadores, conforme modelo da figura 3.12.

A atribuição de intervalos de idades 1,98Ga e 1,81 a 1,75Ga dados por Saes & Leite (2003), descartadas como pertencentes ao Arco Magmático Juruena, embasamento da bacia e interpretadas como idades de retrabalhamento do Grupo Beneficente, não são suportadas pelas observações de campo.

A maior parte dos dados analíticos destes autores contempla estes intervalos, 1,98Ga e 1,81 a 1,75Ga de idade, além do fato de que, esta bacia está assentada sobre unidades litoestratigráficas com esta idade, significando que já estavam expostas.

A conclusão é de que esta bacia deva ser mais velha do que o proposto por Saes & Leite (2003) e com idades próximas à evolução final do Arco Juruena.

3.3 Evolução Tectônica e Geológica

A Folha Ilha 24 de Maio é integrada a outras 3 folhas que formam o Projeto Alta Floresta. As interpretações e conclusões enunciadas são, em sua maioria, extensivas às demais folhas, estando embasadas em dados multidisciplinares: geológicos, geofísicos, geoquímicos, estruturais, metalogenéticos e geocronológicos, descritos a seguir e ilustrados na figura 3.13.

A articulação das unidades litoestratigráficas da região norte de Mato Grosso, envolveram processos orogênicos com convergência e consumo de

placa litosférica, colisão oblíqua de alta temperatura com conseqüente espessamento crustal e encurtamento, geração de crosta e acreção transcorrente.

Este processo orogênico acrescionário desenvolveu-se em uma das bordas do continente Atlântica (Rogers, 1996) no período de 1,85Ga a 1,75Ga, enquanto outras partes deste mesmo continente em sua época eram submetidas a importantes eventos tafrogênicos.

Foram cartografados três segmentos crustais distintos: domínio plutovulcânico pouco deformado, regime rúptil a rúptil-dúctil, domínio acrescionário de médio a alto grau metamórfico, de domínio dúctil e um domínio metavulcano-sedimentar em domínio dúctil. Os dois primeiros com assinaturas de arco magmático, denominado de Juruena, disposto numa direção NW-SE e formado entre 1.850Ma e 1.750Ma (U-Pb e Pb/Pb), o último como uma bacia tipo *back-arc*, imbricada ao Arco Juruena e com granitogênese peraluminosa associada de idade U-Pb de 1.743 ± 4 Ma.

Esta bacia é interpretada como relacionada a um provável arco magmático acrescionário localizado a sul/sudoeste desde Nova Canaã do Norte até a borda sul da Bacia Caiabis.

As rochas mais antigas da área integram o Complexo Bacaeri-Mogno constituído de supracrustais (gnaiesses sílico-aluminosos, iron banded formation, chert, anfíbolitos e metagabróides) de médio a alto grau metamórfico. Os anfíbolitos mostraram assinatura toleítica tipo MORB (basaltos de fundo

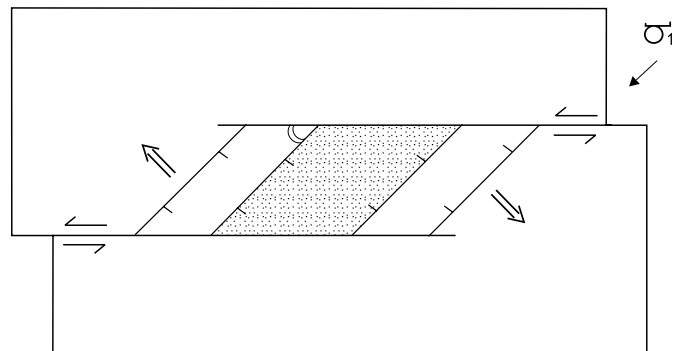


Figura 3.12 – Modelo para geração da bacia dentro da zona de cisalhamento transcorrente sinistral, com formação de uma bacia romboédrica (rhombocasm) ocasionada pela transtração entre zonas de cisalhamento adjacentes no nível rúptil-dúctil.

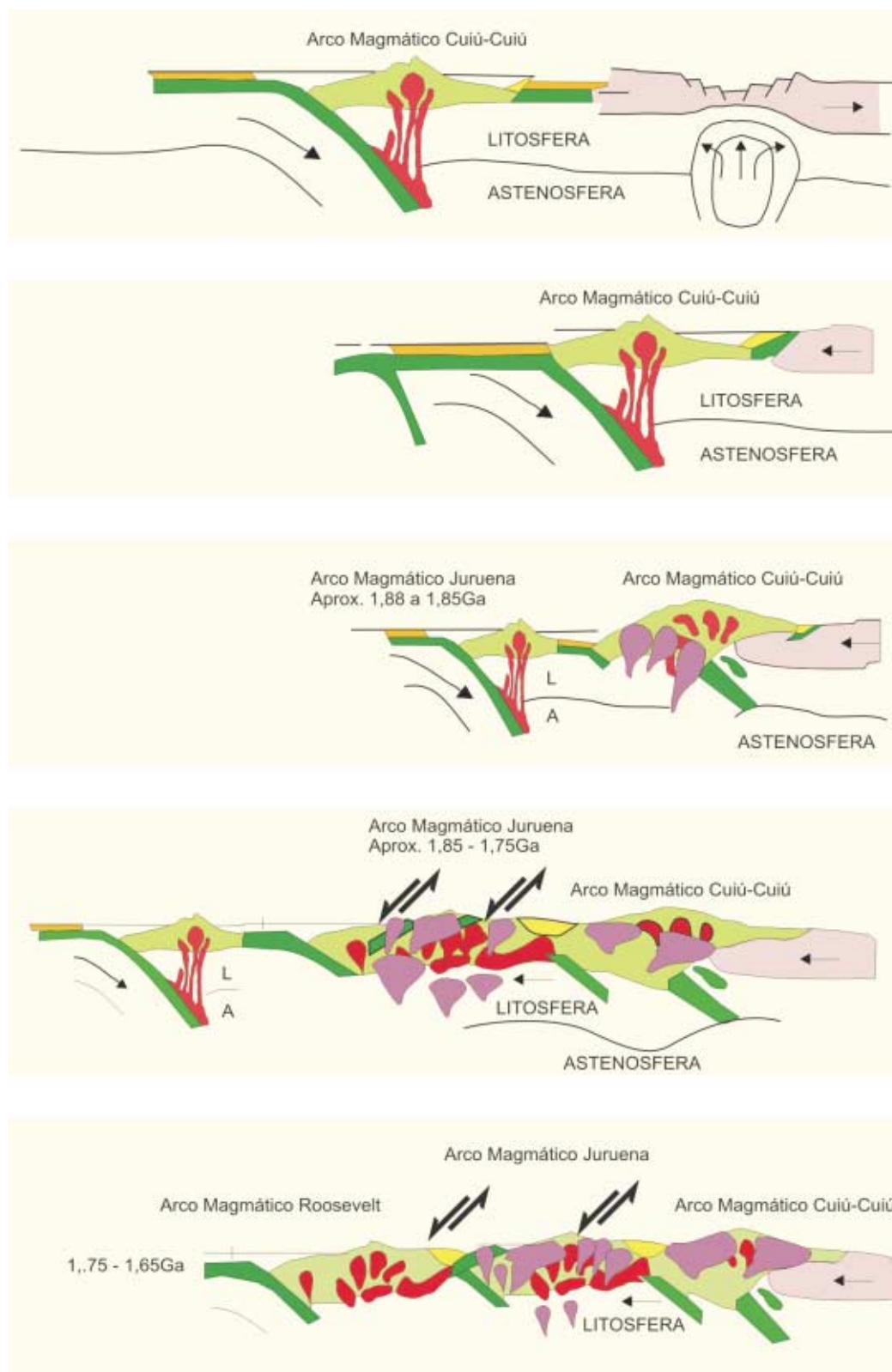


Figura 3.13 – Evolução tectônica proposta de amalgamação de arcos sucessivos, terrenos plutovulcânicos e acresionários, granitogênese pré, sin e pós-colisional, para a formação do Cráton Amazônico, incluindo o Arco Magmático Juruena.

oceânico) e revelaram idade isocrônica Sm-Nd ca. 2.240Ma e $\epsilon_{Nd}(t) + 2,5$.

Representa um vestígio de crosta oceânica, que fez parte de uma bacia paleoproterozóica, em fase de convergência, provavelmente entre 1,88Ga a 1,85Ga, quando colidiu com uma crosta continental representada na área por ortognaisses do Complexo Cuiú-Cuiú e granitos pós-orogênicos da Província Tapajós (Vasquez, Ricci & Klein, 2002), suítes Matupá U/Pb de 1.872 ± 12 Ma (Moura, 1998) e Flor da Serra, com o conseqüente rompimento, subdução e consumo deste fragmento crustal oceânico.

Foi detectada uma descontinuidade gravimétrica e magnética, associada às rochas do terreno de alto a médio grau metamórfico constituídos pelos complexos Bacaeri-Mogno e Nova Monte Verde, onde foram encontrados os maiores valores gravimétricos, distribuídos numa extensa faixa anômala de direção WNW-ESE, indicativa de espessamento crustal e de uma provável zona de sutura. A atribuição desta anomalia gravimétrica, apenas com tendo sua origem em rochas com densidades diferentes seria inconsistente, já que a maior parte das rochas desta unidade é composta de supracrustais metamórficas (kinzigitos e gnaisses aluminosos) e migmatitos e gnaisses de composição e densidade semelhantes às rochas adjacentes, o que não marcaria este contraste acentuado e tão pouco sua distribuição linear.

O domínio plutovulcânico é formado pela ascensão de magmas híbridos, *mixing* de fontes crustais derivadas da placa consumida e de fontes mantélicas, cuja idade-modelo de 2.221Ma e valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ de $-1,25$ encontrados são compatíveis com a idade-modelo da placa oceânica subductada (Bacaeri-Mogno, 2.240Ma) com variáveis, e crescentes graus de assimilação e contaminação crustal.

Dentro desse segmento crustal foram determinadas e diferenciadas as seguintes unidades litodêmicas: Suíte Intrusiva Juruena (1.848Ma, U/Pb), composta de granitos e monzogranitos, calcioalcalinos, metaluminosos a peraluminosos, pouco magnéticos, desprovidos geralmente de enclaves máficos; Suíte Intrusiva Paranaíta (1.819 \pm 6Ma a 1.793 \pm 6Ma e idade-modelo de 2.221Ma, Sm/Nd, com $\epsilon_{Nd}(t) -1,25$), formada por monzogranitos, quartzomonzonitos, biotita granito, magnetita-biotita granito magnéticos, híbridos, com enclaves de dioritos, microdioritos e quartzo-dioritos pórfiros, são calcioalcalinos de médio a alto-K, metaluminosos a levemente peraluminosos; Granito Nhandu, constituído por magnetita-biotita monzogranitos e sienogranitos, com enclaves dioríticos a quartzo-monzodioríti-

cos e fácies subvulcânicas restritas e subordinadas, representadas por granitos finos subvulcânicos, quartzo-sienitos finos, riódacitos e granófiros, são de linhagem calcioalcalina alto potássio (HKCA) com tendência shoshonítica, metaluminosos a peraluminosos, gerados em ambiente tardiorogênico ou pós-colisional, cuja gênese está relacionada à evolução do arco magmático em seu estágio de maturidade ou final; Suíte Colíder (1.801 \pm 11Ma a 1.773 \pm 9Ma) representada por riódacitos, dacitos e andesitos, homogêneos, desprovidos de textura de fluxo, ligados a intrusões rasas apicais de microgranitos e por derrames de lavas ácidas (riolitos pórfiros) intercaladas em sedimentos epiclásticos associados a material piroclástico, portadores de características químicas similares aos granitos calcioalcalinos alto potássio (Juruena/Paranaíta e Granito Nhandu), sinalizando vinculação genética, temporal e espacial com essas unidades formadoras dos terrenos plutovulcânicos do Arco Magmático Juruena. Atribui-se a esta unidade um magmatismo independente e de idade diferenciada, 80Ma a 100Ma, mais jovem que o magmatismo Uatumã, e Grupo Iriri.

O domínio acrescionário de médio a alto grau metamórfico (domínio dúctil), constitui-se além das supracrustais e metaplutônicas do Complexo Bacaeri-Mogno, pelo Complexo Nova Monte Verde (1.774 \pm 28Ma, U/Pb e idade-modelo 2.065Ma, Sm/Nd, com $\epsilon_{Nd}(t) +0,41$), constituída por migmatitos e gnaisses ortoderivados; Suíte Vitória (1.785 \pm 8Ma, U/Pb e idade-modelo variável desde 2.260Ma a 1.979Ma, Sm/Nd, com $\epsilon_{Nd}(t)$ de $-2,56$ a $+1,32$), representada por dioritos, quartzo-dioritos, monzodioritos e tonalitos com seus correspondentes metamórficos sujeitos à fácies xisto-verde a granulito (enderbitos), são calcioalcalinos médio potássio, metaluminosos, híbridos, pelo Granito São Pedro (1.784 \pm 17Ma, U/Pb e idade-modelo 2.147Ma a 2.060Ma, Sm/Nd, com $\epsilon_{Nd}(t) -1,11$ a $+0,65$) constituído por biotita monzogranitos, hornblenda-biotita monzogranitos, monzodioritos e granodioritos, de grande variabilidade estrutural, com termos protomiloníticos, miloníticos a gnáissicos de afinidade calcioalcalina, peraluminosa a metaluminosa, origem híbrida; pelo Granito São Romão (1.770 \pm 9Ma, U/Pb e idade-modelo 2.172Ma a 2.098Ma, Sm/Nd, com $\epsilon_{Nd}(t) -1,43$ a $+0,14$) constituído por granitos finos com microgranitos e granodioritos subordinados, em diferentes estilos estruturais e metamórficos, de natureza calcioalcalina, alto-K, gerado em ambiente pós-colisional e pelo Granito Apiacás, constituído por um conjunto de leucogranitos a gra-

nada e/ou duas micas, peraluminosos e de ambiência sin a pós-colisional.

O domínio acrescionário de médio a alto grau metamórfico está posicionado na adjacência da zona de sutura, é formado a partir da anatexia de litótipos do Complexo Bacaeri-Mogno, com a contribuição de fontes mantélicas. Suas unidades litoestratigráficas são posicionadas e controladas por expressivas zonas de cisalhamento transcorrente oblíquas (zona de escape lateral), exumadas através de movimentos transtensivos em fase de descompressão tardia (zona de escape).

Dados litoquímicos, petrológicos e isotópicos sugerem uma estreita relação entre o Granito São Pedro e o Granito São Romão, como derivados híbridos anatéticos.

Este domínio ainda apresenta valores de idade modelo Sm/Nd, em torno de 2.127Ma, compatível com a idade mínima da placa Bacaeri-Mogno, com $\epsilon_{Nd}(t)$ entre -2,56 e +0,65, sendo pouco mais jovens que as unidades do domínio plutovulcânico. Indicando em conjunto fontes isotópicas comuns, características espaciais e genéticas ligadas à evolução dos granitos calcioalcalinos com assinatura de arco magmático, e que ainda partilham inúmeras similaridades petrográficas, litoquímicas e estruturais.

Quanto mais antiga a unidade litoestratigráfica dentro do domínio de médio a alto grau, maior é a contribuição crustal e quanto mais jovem maior a interação e geração de magmas híbridos do início ao fim do processo. Estes dados Sm/Nd e $\epsilon_{Nd}(t)$ marcam a participação e fusão da placa Bacaeri-Mogno, para edificação dos dois terrenos orogênicos e formação de um único arco desenvolvido em diferentes regimes deformacionais progressivos em duas modelagens tectônicas, uma primeira etapa de subducção/colisão oblíqua e uma segunda fase de acreção transcorrente.

As fases de subducção/colisão oblíquas desenvolvem-se em domínio compressivo dúctil, sob regime contracional e contracional oblíquo. As feições estruturais indicam geometria de fluxo sob cisalhamento puro e simples, convergente no sentido SE para NW em condições de pressão e temperatura compatíveis com a fácies anfíbolito a granulito, com rotação do σ_1 para N/S em regime contracional oblíquo e geometria de fluxo sob cisalhamento simples dextral.

Este período envolve as unidades mais antigas (Complexos Bacaeri-Mogno e Cuiú-Cuiú), correspondentes à fase de rompimento de crosta oceânica, convergência, encurtamento crustal e geração

de estruturas NE-SW, subducção oblíqua, imbricação e fechamento da bacia oceânica com a amalgamação a crosta preexistente (Arco Magmático Cuiú-Cuiú e granitos pós-orogênicos da Província Tapajós, Vasquez, Ricci & Klein, 2002).

A fase de acreção transcorrente é implantada a partir da justaposição dos arcos, quando o vetor σ_1 sofreu nova rotação posicionando-se na direção N55°E, gerando zonas de transcorrências oblíquas, dúctil, rúptil-dúctil a rúptil de cinemática predominante sinistral, orientadas NW-SE, WNW-ESE, e cisalhamentos transcorrentes dextrais, antitéticos de direção aproximada NS.

Essa fase pós-colisional é a fase mais longa e corresponde à geração de esforços transtracionais e transpressionais, gerados em função dessa tectônica binária.

Neste período ocorre o posicionamento infra mesocrustal, sintranscorrência da Suíte Vitória, Granito São Pedro, Granito São Romão e Granito Apiacás, em domínio dúctil, contracional e principalmente transcorrente em regime de cisalhamento simples sinistral.

O resultado é a formação do terreno acrescionário de médio a alto grau metamórfico, como um orógeno de alta temperatura, com anatexia e espessamento crustal tendo estes fenômenos como gênese de grande parte destes granitos calcioalcalinos e pós-colisionais. Admite-se por sua baixa razão Al_2O_3/TiO_2 , temperaturas superiores a 850°C, para sua formação.

A predominância de fontes sedimentares do Complexo Bacaeri-Mogno (sillimanita gnaisses e hiperstênio quartzitos) indica o grau de maturidade dos blocos crustais acrescionados. A presença de ambos os tipos litológicos associados às características híbridas dos granitos pós-colisionais gerados, evidenciam a anatexia de fontes pelíticas e psamíticas de um lado de origem oceânica de sedimentação madura e de outro de um bloco crustal ou de plataforma continental de sedimentos imaturos.

No domínio plutovulcânico as suítes Juruena, Paranaíta, Colíder e Granito Nhandu ficam pouco deformados, pois estão fora da zona de sutura e preservados das zonas de maior deformação por estarem em níveis crustais superiores. Não obstante, são também deformados em domínio dúctil-rúptil, rúptil-dúctil a rúptil, com vetor σ_1 posicionando-se na direção N55°E e responsável pelo posicionamento de importantes mineralizações auríferas filonianas.

Conclui-se também, que no Terreno Plutovulcânico o magmatismo da Suíte Colíder (1.801 ± 11 Ma

a $1.773 \pm 9\text{Ma}$) estende-se ou refere-se a mais do que um ciclo plutônico (Juruena, Paranaíta, Nhan-du).

O domínio metavulcano-sedimentar (domínio dúctil) compreende um estágio pós-colisional do Arco Juruena e está associado à imbricação tectônica de unidades mais jovens provavelmente relacionada à retaguarda de um arco a sudoeste, acoplada ao Arco Juruena em evento geodinâmico posterior que remonta à idade de metamorfismo $1.653 \pm 42\text{Ma}$ (Pimentel, 2001), e intimamente associada às antigas zonas de cisalhamento transcorrentes. Está constituído pelo Grupo São Marcelo-Cabeça, representado por uma grande diversidade litológica, desde vulcânicas ácidas a intermediárias intercaladas por rochas metassedimentares químicas a rudáceas, deformadas e metamorfizadas no baixo grau e interpretadas como uma seqüência de bacia *back-arc*, intrudida pela Suíte Nova Canãa, de afinidade calcioalcalina, alto-K e peraluminosa, associada às falhas direcionais, refletindo o ajuste dos blocos crustais acrescidos sob um regime de esforços ora compressionais ora transtensivos, de idade U/Pb de $1.743 \pm 4\text{Ma}$ (Pimentel, no prelo), correlacionados às rochas plutônicas deformadas da região de Aripuanã de idade U/Pb $1.755 \pm 5\text{Ma}$, (Neder et al., 2000).

Foram caracterizados e cartografados sedimentos mesoproterozóicos constituídos pelo Grupo Caiabis, Formação Dardanelos sugerindo idade máxima pelo método Pb/Pb para o início de sua sedimentação em zircões detríticos, entre $1.987 \pm 4\text{Ma}$ & $1.377 \pm 13\text{Ma}$ (Saes & Leite, 2002).

Foi subdividido em 4 subunidades litoestratigráficas informais e sua sedimentação foi interpretada como resultante de uma tectônica binária, ditada

pela reativação de megazonas de cisalhamento transcorrente rúptil-dúctil a rúptil, de direção E-W a NNW-ESE.

Estas forças atuantes de modo conjugado e sincronizado, criaram uma área transtracionada que gerou uma bacia tipo *Strike slip* ou *pull-apart*, que evoluiu progressivamente para uma bacia rombóide, receptora de sedimentos pelito-carbonáticos, psamo-pelíticos e siliciclásticos.

Do ponto de vista estrutural, conclui-se que o principal evento compressivo (σ_1) está representado pelo Domínio Dúctil II, orientando-se segundo uma zona de deslocamento principal (Y) $N70^\circ-80^\circ W$, sinistral, podendo ter variações angulares até $N40^\circ W$, com mergulho médio a alto para NE e variações para SW; R (sintética), sinistral, $N85^\circ W$ a EW com mergulhos altos para NE e N, e R' (antitética), dextral $N25^\circ E$ a $N35^\circ E$ com mergulho alto a médio para SE; e fraturas (T) de $N50^\circ E$ a $N60^\circ E$, normalmente em campo orientado para $N55^\circ E$, este domínio estrutural é controlador das unidades litoestratigráficas do arco e das bacias relacionadas.

Dentro deste contexto as associações geológicas, a análise e interpretação estrutural, indicam uma hipótese dentro de um modelo geotectônico convergente, com o desenvolvimento de um cinturão orogênico paleoproterozóico, abrangendo consumo e gênese crustal, com a formação de um arco magmático, acreção transcorrente pós-colisional e aglutinação de fragmentos crustais.

O modelo colisional/acrescionário proposto explica o modelo metalogenético para a província, apresenta resposta para as inúmeras ocorrências auríferas e possui respaldo geofísico, retirando-se desta interpretação os modelos fixistas e anorogênicos.

4

RECURSOS MINERAIS E METALOGENIA

4.1 Introdução

Os recursos minerais, inserem-se na Província Mineral de Alta Floresta (Abreu Filho & Barros 1992; Ribeiro *et al.*, 2000), e estão principalmente associadas às atividades mineiras auríferas exploradas desde a década de 70, em depósitos primários, com destaque para as regiões do Cabeça e de Nova Canaã, e secundários (aluviões, coluviões e eluviões).

Na área englobada pelo Projeto Alta Floresta, foram extraídas no período de 1980 a 1998 cerca de 125 toneladas de ouro (CPRM, 1996), de depósitos sedimentares e formações superficiais, através de garimpos manuais ou por lavra, com diferentes graus de mecanização.

A escassez das reservas aluvionares, nas áreas tradicionalmente garimpadas, levou à descoberta de dezenas de mineralizações primárias, consideradas em sentido amplo, reunindo desde rocha mineralizada, como aquelas lavradas nos perfis de alteração intempérica.

Somada às descobertas primárias estão os trabalhos de reconhecimento, detalhe e semidetalhe

executados pelos governos federal e estadual, convênios governamentais internacionais e empresas de mineração, salientando-se os projetos JICA/MMAJ (2000) e Mogno/Santa Elina (1999), além da pesquisa universitária em nível federal com dissertações de mestrado e teses de doutorado, contribuindo para o estudo local e específico de alguns jazimentos auríferos.

No intuito de fornecer à sociedade informações geológicas mais amplas e precisas, além de uma compreensão melhorada destas ocorrências minerais, a CPRM – Serviço Geológico do Brasil realizou a cartografia e a interpretação geológica desta área para provê-la de dados, identificando os principais controles das mineralizações auríferas e seus metalotectos.

Associado ao mapeamento, indícios geoquímicos e mineralométricos foram obtidos a partir do levantamento regional, através da coleta sistemática de sedimentos de corrente e concentrados de bateia, executados pela CPRM e interpretados por Araújo & Andrade (2001).

Desta forma, além das ocorrências auríferas, zonas anômalas de Fe-Cu-Co-Ni-Cr-V, Ba-Li-Mn-Sr,

Al-Ga e La-As-Y-Pb são identificadas, assim como outros recursos e potencialidades para Cu,-Pb-Zn. Rochas ornamentais, britas, areia, cascalho e argila complementam os demais bens minerais cadastrados na área.

4.2 Ouro

4.2.1 Mineralização Secundária

As áreas com mineralização secundária foram identificadas e analisadas em imagens de sensores remotos por Valente (1998-2000). Utilizando imagens orbitais LANDSAT-TM5, assinalou quatro áreas de ação antrópica intensa, identificando estas regiões nas imagens pela alta reflectância das areias, remobilizadas de seus canais e encostas como consequência da extração de ouro por ação de garimpo.

As áreas garimpeiras concentram-se ao longo de drenagens de pequeno a médio porte, em suas nascentes ou em colúvios e elúvios próximos das zonas de mineralização primária. Estas foram agrupadas em quatro principais pólos: a) região da Pista do Cabeça, localizada nas nascentes do rio Pa-

ranaíta; b) região Nova Canaã/Garimpo Tapajós; c) confluência dos rios Peixoto de Azevedo/Teles Pires, a nordeste da folha e arredores, d) extremo-NW da folha região da fazenda Mogno, figura 4.1. Distribuem-se no domínio de ocorrência das suítes Nova Canaã e Paranaíta, do Grupo São Marcelo-Cabeça e Granito Nhandu.

As mineralizações secundárias nestas áreas são de origem aluvionar e elúvio-coluvionar do tipo *placer* e de enriquecimento residual/supergênico.

O tipo *placer* foi o objeto principal da atividade garimpeira, tendo sido responsável pela grande parte da produção aurífera dessa região. Um perfil ideal destes depósitos é apresentado na figura 4.2, adaptado de Nogueira & Oliveira (1983).

Os depósitos aluvionares do tipo *placer*, principalmente os da região da Pista do Cabeça, caracterizam-se por dimensões pequenas, da ordem de dezenas a centena de metros de comprimento, 100m no máximo de largura e espessura em torno de 1 a 5m. Distribuem-se em um raio de 5km a 8km nas drenagens em torno das ocorrências de ouro primário, atingindo em concentrados de bateia, associados com pirita, a conter de 10 a 150 pintas de ouro em concentrados e 240ppb em sedimento de corrente superior.

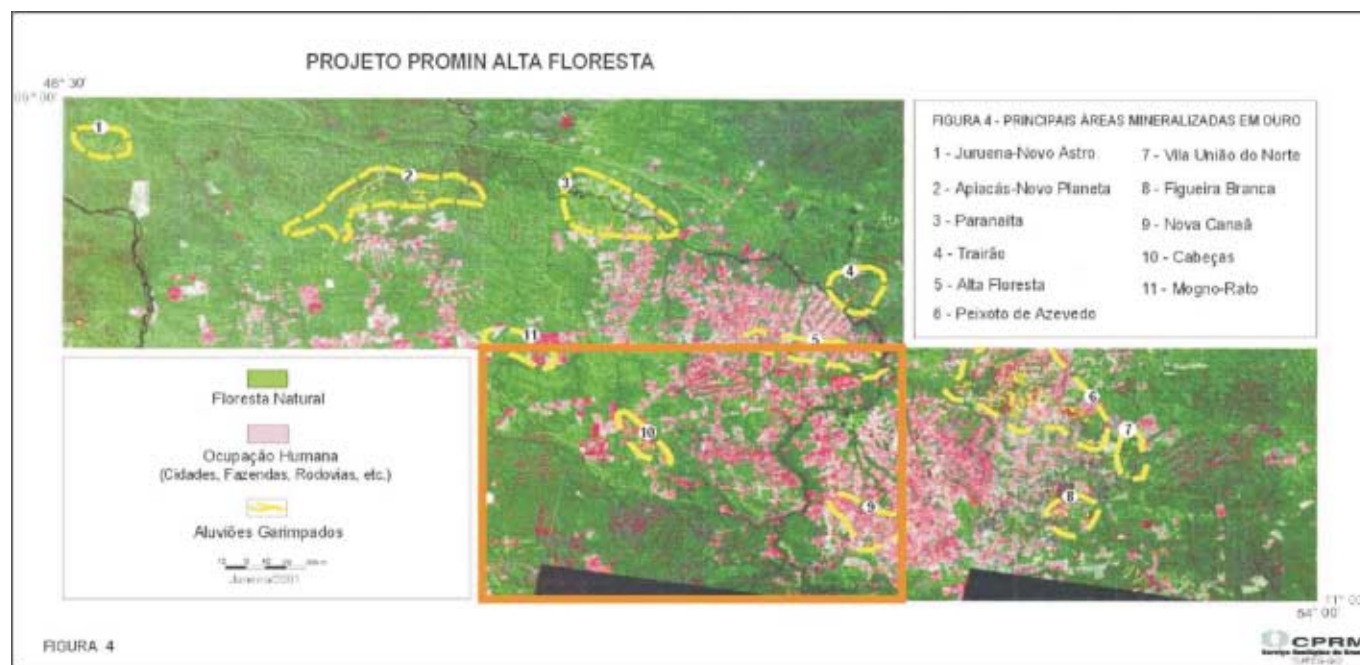


Figura 4.1 – Áreas com indícios de garimpos, Folha Ilha 24 de Maio (centro-inferior) com quatro pólos identificados.



Figura 4.2 – Perfil esquemático da zona aluvionar na região, com as áreas de interesse utilizadas pelo garimpo, adaptado de Nogueira & Oliveira (1983).

Os depósitos aluvionares relacionados ao Grani-to Nhandu e Suíte Nova Canaã, apresentam na área anomalias em sedimentos de corrente superiores a 320ppb, com contagem de pintas de ouro em concentrações de bateia que variam de 50 a valores superiores a 250 pintas de ouro.

Os depósitos aluvionares relacionados à Suíte Paranaíta estão localizados nas imediações da fazenda Mogno e a norte destes depósitos secundários, na Folha Alta Floresta encontram-se seus jazimentos primários.

Depósitos elúvio-coluvionares são formações superficiais reconcentradoras de ouro, geralmente explorados próximo às áreas-fontes hospedeiras das mineralizações primárias.

Em 1997, o Programa Nacional de Prospecção de Ouro – PNPO (MT-06 - Alta Floresta), identificou nove frentes de exploração com reservas indeterminadas e dois depósitos (São Manuel I e II) com uma reserva estimada inferior a 10 toneladas de Au.

Posteriormente, no período entre 1998/2000, a equipe do projeto cadastrou 32 garimpos de ouro inativos e 4 ainda em atividade.

A intermitência ou abandono destas frentes mostram sinais claros de esgotamento e exaustão dessas aluviões. Seu registro histórico é importante, pois foi a partir dessa atividade que se chegou aos jazimentos primários. Nota-se, também, uma con-

vergência entre as áreas com maior densidade de mineralizações primárias que coincidem, em geral, com as áreas de maior concentração de aluviões garimpadas.

Ouro em perfis de alteração supergênica é responsável por uma importante parcela da produção da região. A exploração do ouro é feita manual e/ou pelo desmonte hidráulico de latossolos e litossolos (fotografia 4.1), desenvolvidos sobre os litótipos que hospedam mineralizações primárias. Estes la-



Fotografia 4.1 – Aspecto da lavra em latossolos e litossolos com desmonte manual e hidráulico desenvolvido sobre os saprólitos da Suíte Nova Canaã.

tossolos argilo-arenosos são derivados de rochas metavulcânicas e metassedimentares do Grupo São Marcelo-Cabeça e dos granitos epizonais da Suíte Nova Canaã. Nos granitos, estes perfis de alteração geralmente apresentam uma rede de venulações de quartzo mineralizadas que são lavradas no saprólito, sendo observado em atividade este tipo de garimpo na fazenda Bom Jesus (fotografia 4.2).

4.2.2 Mineralização Primária

Quatro jazimentos primários foram cadastrados no decorrer do projeto e acham-se distribuídos principalmente em dois grupos: a) mineralizações relacionadas ao Grupo São Marcelo-Cabeça; b) mineralizações relacionadas à Suíte Nova Canaã (tabela 4.1 e figura 4.3).

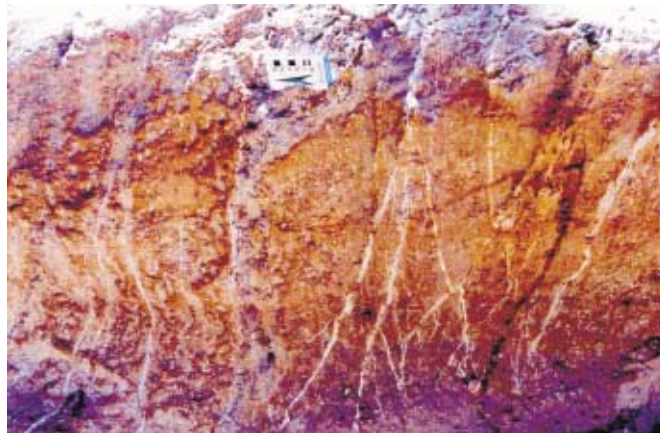
Os jazimentos auríferos primários da Folha Ilha 24 de Maio foram classificados tendo como base suas características morfológicas, texturais e estruturais, apresentando tipologia de mineralização associada por veios de quartzo, em zonas de cisalhamento dúctil e rúptil-dúctil, (Lacerda Filho, 2001; Delgado *et al.*, 2001; Santos, 2001; Cruz, 2002 e Ribeiro *et al.*, 2002).

As mineralizações associadas ao Grupo São Marcelo-Cabeça têm como sua principal frente de lavra os garimpos do Fabinho e do Gil e as da Suíte Nova Canaã os garimpos do Tapajós e Canaã. As descrições de cada garimpo baseiam-se nas observações de campo e nos dados obtidos por Santos (2001), Delgado *et al.* (2001) e Cruz (2002).

4.2.2.1 Mineralizações do Grupo São Marcelo-Cabeça

O Grupo São Marcelo-Cabeça em sua área aurífera, varia em termos litológicos entre pelitos finos, metarenitos, metassiltitos e níveis de grafita xistos interdigitados originalmente com metavulcânicas ácidas a intermediárias, intrudidos por granitos epizonais e eventuais corpos de quartzo-dioritos. Foram transpostos dentro de uma larga faixa de cisalhamento dúctil sinistral, formando um extenso pacote de rochas metamorfizadas na fácies xisto-verde baixo.

Processos deformacionais transformaram estas rochas em xistos miloníticos, de cor cinza, lustrosos, friáveis, hidrotermalizados, contendo sericita, clorita e epidoto, e abundantes veios de quartzo lenticulares, milimétricos a centimétricos, laminados, piritosos, ferruginosos.



Fotografia 4.2 – Aspecto da rede de venulações de quartzo mineralizadas, em saprólito da Suíte Nova Canaã.

Localizado cerca de 97km a sudoeste de Alta Floresta, na denominada região do Cabeça, o garimpo do Fabinho é o único local onde vem sendo retirado ouro em mineralizações primárias, desde 1990. Este apresenta um contexto geológico e estrutural diferente daqueles jazimentos estudados para as outras folhas do projeto, (Santos, 2001).

Em toda a região existem evidências de intensas atividades garimpeiras ao longo das aluviões, hoje quase totalmente desativadas, sendo a maior de todas conhecida como o garimpo do Padeiro. São reconhecidas muitas outras áreas nas adjacências da comunidade de Ourolanda, principalmente nas nascentes do rio Paranaíta e em seus drenos.

Atualmente existem duas frentes de lavras subterrâneas, afastadas algumas dezenas de metros uma da outra e desenvolvidas com filosofias de trabalho diferentes, ambas dentro de um mesmo domínio geológico-estrutural.

Na lavra do Fabinho (fotografia 4.3), existe um *shaft* vertical, atualmente com 40 metros de profundidade, e a partir daí uma galeria em desenvolvimento, na direção N60°W, coincidente com o plano-axial das dobras.

O filão principal tem cerca de 80 centímetros de espessura, curto, descontínuo e estruturado sob a forma de *boudins*. A produção deste filão chega, segundo os trabalhadores locais, a atingir 800 gramas de ouro por semana, com teores em torno de 110g/tonelada. Em amontoados de quartzo cinzento retirado das escavações, observa-se ouro livre e alteração de sulfetos em *boxworks*, e zonas de alteração hidrotermal nas rochas encaixantes miloníticas, muito argilosas, contendo epidoto, clorita, grafita e quartzo.

Tabela 4.1 – Jazimentos de Au em veios de quartzo controlados por zonas de cisalhamento em domínio dúctil e rúptil-dúctil.

JAZIMENTOS DE OURO PRIMÁRIO												
FOLHA ILHA 24 DE MAIO												
Nome do Garimpos / UTM	Rocha Hospedeira	Estrutura	Alteração Hidrotermal / Mineralização	Tipo de Mineralização	Mineral Minério	Textura	Ambiente Tectônico	Inclusões Fluidas		Reserva / Teor	Metais Subsidiários	Idade da Mineralização
								Salinidade	Temperatura			
Garimpo do Fabinho 561015/8850779	Bt-Sericita-Microclínio quartzo xisto (metarriolito pórfiro e metagrauvascas e pelitos grafitosos - 1,76Ga?	Deformação dúctil – dobras decamétricas, isoclinais assimétricas S _n N50-70°W/80°NE e Ln 40-70°/N70-85°E	Sulfetos, quartzo, sericita, epidoto e clorita	Filonena Au em veio de quartzo, descontínua e boudinada	Ouro, pirita, calcopirita e arsenopirita	x	Origem: bacia <i>back-arc</i> controlada por transcorrências pós-colisionais,	x	x	±110 g/tonelada	1,7ppm Ag, 580ppm As e 3,9ppm Bi	1,65Ga?
Garimpo do Gil 561186/8850724	Sericita-epidoto-clorita quartzo Xisto, Grafita xistos metagrauvascas e pelitos grafitosos - 1,76Ga ?	Deformação dúctil – dobras decamétricas, isoclinais assimétricas S _n N70-75°W/75°NE e Ln 70°/N70°E	Sulfetos, quartzo, sericita, epidoto e clorita	Filonena Au em veio de quartzo, descontínua e boudinada	Ouro, pirita, calcopirita e arsenopirita	x	Origem: bacia <i>back-arc</i> controlada por transcorrências pós-colisionais	x	x	x	x	1,65Ga?
Garimpo do Tapajós 652520/8806302	Alcaligranito hidrotermal, alterado, proto a ultramilonítico – Suíte Nova Canãa 1,74Ga	ZC rúptil-dúctil, transcorrente N80°W subvertical, Ln estiramento subhorizontal	Hematita, sericita, biotita, quartzo e sulfetos	Filonena Au em veio de quartzo	Ouro, sulfetos e hematita	x	Arco magmático/ pós-colisional	x	x	x	x	x
Garimpo Nova Canãa 638354/8826318	Alcaligranito hidrotermal, alterado, proto a ultramilonítico – Suíte Nova Canãa 1,74Ga	ZC rúptil-dúctil, estreita e confinada, N60°W subvertical	Hematita, sericita, epidoto quartzo, fluorita e sulfetos	Filonena Au em veio de quartzo	Ouro, sulfetos – pirita e calcopirita	x	Arco magmático/ pós-colisional	x	x	x	x	x

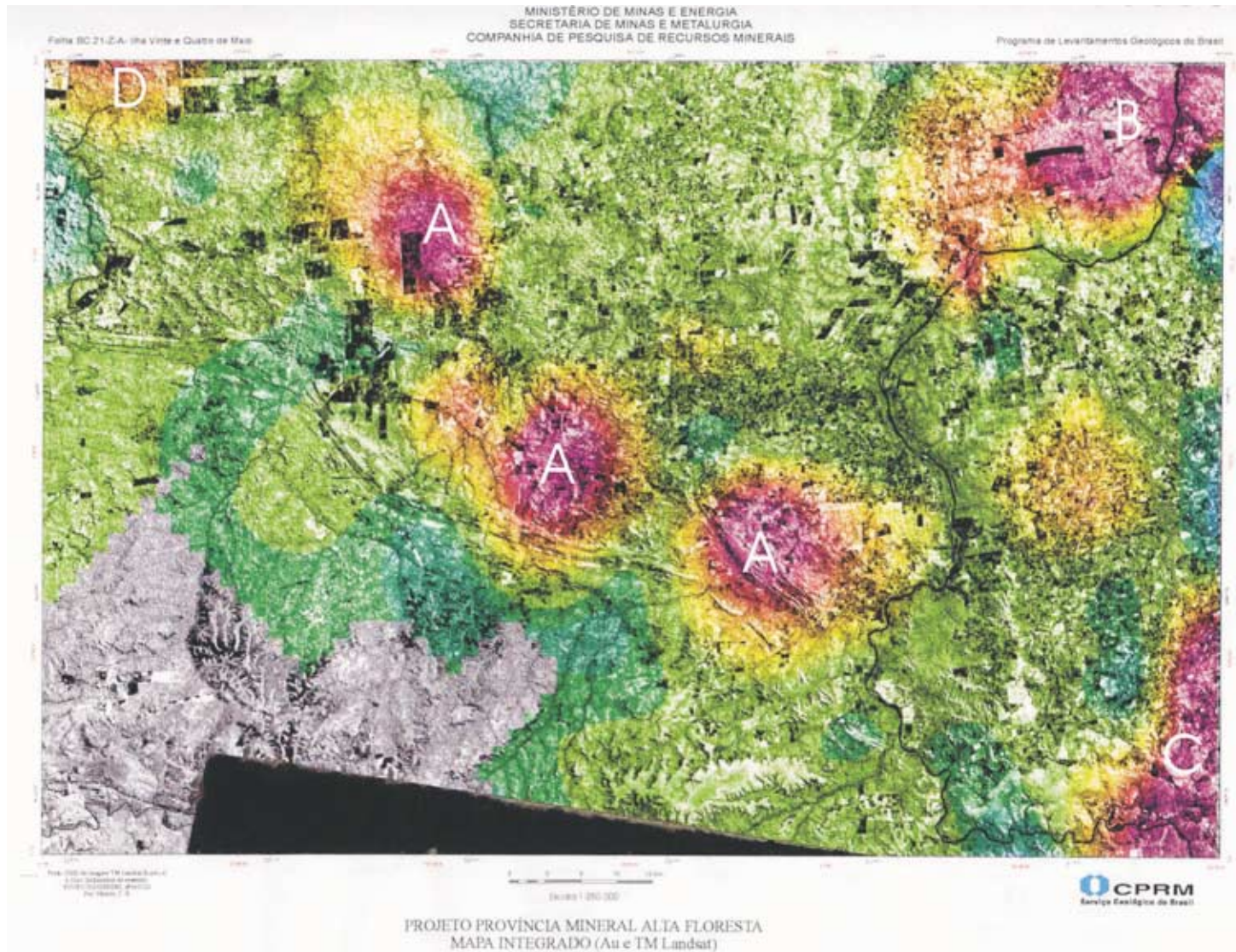


Figura 4.3 – Clusters com anomalias de ouro da Folha Ilha 24 de Maio: a) as três áreas centrais, região do Cabeça – Grupo São Marcelo-Cabeça, b) extremo NE, confluência Peixoto de Azevedo e Teles Pires – Granito Nhandu, c) extremo-SE, Garimpo Tapajós – Suíte Nova Canaã e d) extremo-NW, resquícios de ouro, fazenda Mogno – Suíte Paranaíta.



Fotografia 4.3 – Aspecto das instalações do garimpo do Fabinho, onde se localiza entrada do shaft e beneficiamento do minério (Santos, 2001).



Fotografia 4.5 – Estruturas em “lápiss” em xisto milonítico derivado de rochas metassedimentares e metavolcânicas (Santos, 2001).



Fotografia 4.4 – Entrada do shaft do Gil, apresentando os planos da foliação milonítica com mergulho altos para NE e estruturas lineares com caimento para E, marcando o eixo de dobras isoclinais reclinadas (Santos, 2001).



Fotografia 4.6 – Detalhe em planta de xistos miloníticos com dobras isoclinais (Santos, 2001).

Exposições nas cavas do garimpo mostram que os xistos estão estruturados em dobras isoclinais inclinadas com caimento, cujos eixos L_b , variam entre $70-75^\circ/N70-90^\circ E$, materializando conspícuas estruturas lineares tipo “lápiss” e crenulações (fotografias 4.4 e 4.5).

Os veios de quartzo mineralizados apresentam-se ao longo do eixo destas dobras isoclinais, concentrado em zonas apicais das dobras. Estas foram transtracionadas e *boudinadas* dentro de zonas de cisalhamento dúcteis, que formam o par controle litológico-estrutural da mineralização.

Neste local, os afloramentos mostram a alta taxa de deformação a que foram submetidas estas ro-

chas, com minidobras subsidiárias, marcadas por veios de quartzo lenticularizados.

Estão transpostas por foliação anastomosada e com atitude em torno de $N60^\circ W/75^\circ NE$ (fotografia 4.6). Também neste caso, os garimpeiros perseguem o metalotecto estrutural, onde existem maiores concentrações de veios de quartzo (Santos, 2001).

No caso da lavra do Gil, que ocorre dentro do mesmo domínio ou controle geológico, está sendo escavado um *shaft* no sentido do caimento dos eixos das dobras. O objetivo é acompanhar zonas de charneiras de dobras, onde os veios de quartzo estão menos estirados e são mais espessos. Ou seja, a direção da escavação rudimentar intuitivamente acompanha o controle estrutural da mineralização aurífera (Santos, 2001).

Estas mineralizações, além de apresentar fortes controles estruturais evidenciam também os controles litológicos, que exercem um papel fundamental.

Os protólitos desse xisto milonítico são rochas metavulcânicas e subvulcânicas ácidas (metarriolitos pórfiros) e metassedimentos (grauvacas e pelitos grafitosos). Quartzitos ricos em arsenopirita e pirita são encontrados em região próxima à zona garimpada.

Segundo Wildner (2001), o metalotecto para ouro provavelmente esteja associado aos níveis de grafita xistos que são lavrados ao longo do eixo de dobras apertadas, que podem ter servido como catalisadores para o ouro gerado em ambiente vulcanogênico subaquoso.

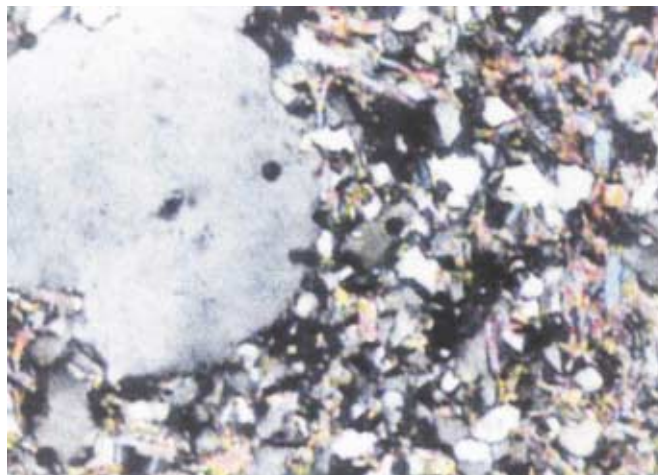
O vulcanismo deve ter acompanhado o ambiente de sedimentação, implicando que a presença de depósitos vulcanogênicos nesta posição da seqüência deverá estar relacionada a depósitos sob lâmina d'água.

Wildner (2001) cita também que, dentro da seqüência metavulcano-sedimentar, uma das possibilidades é a de que as intrusões de rochas subvulcânicas e quartzo-dioríticas tenham sido os diques alimentadores do vulcanismo, cujo ouro pode ter se concentrado nos horizontes grafitosos durante o cisalhamento.

É comum a este tipo de ambiente vulcano-sedimentar à presença de horizontes relacionados a precipitação química, normalmente materializados na forma de *BIF's* turmalínicos ricos em sulfetos auríferos, os quais são encontrados no Grupo São Marcelo-Cabeça sob a forma de *chert*. Todavia, ainda não foi reconhecida a presença de níveis turmalínicos, embora concentrados de bateia tenham delimitado uma grande zona entre 15% a 40% de turmalina nas drenagens próximas.

Delgado *et al.* (2001), apresenta em seu estudo os protólitos vulcânicos ou subvulcânicos como metarriolitos pórfiros (fotomicrografia 4.1), e rochas sedimentares como grauvacas e pelitos grafitosos, transformados em xistos miloníticos, com veios de quartzo dobrados, lenticularizados transpostos e boudinados.

Os depósitos auríferos nestes veios deformados sob regime dúctil são formados em estágio pré a sindeformação, com paragênese sulfetada composta por pirita, calcopirita e arsenopirita e valores altos para As (580ppm) e baixos de Ag (1,7ppm), Bi (3,9ppm), Cu (11ppm), Pb (10 a 33ppm) e Zn (56 a 185ppm), Ribeiro *et al.* (2000), quando comparados a outros depósitos da região.



Fotomicrografia 4.1 – Fenocristal de quartzo em matriz microgranular composta por quartzo, feldspato, sericita, biotita, muscovita e opacos em metarriolito pórfiro.

Apesar dos baixos valores encontrados nas amostras analisadas, o Grupo São Marcelo-Cabeça é ainda uma área potencial para depósitos polimetálicos de Ag-Pb-Zn.

A correspondência do Grupo São Marcelo-Cabeça com a seqüência metavulcano-sedimentar aflorante na região de Aripuanã (MT), pertencente ao Grupo Roosevelt, situada cerca de 270km a oeste da Folha Ilha 24 de Maio, pode ser feita em função da compatibilidade litológica, ambiente tectônico-vulcano-sedimentar similar e a presença do mesmo tipo de mineralização aurífera. Isto indica que esta unidade é favorável a conter depósitos de sulfetos polimetálicos, apesar desta inferência ser passível de discussão.

Da mesma forma que na região de Aripuanã, deixa-se em aberto esta questão, sugerindo, como em Costa (1999), Neder *et al.* (2000) *in* Dardenne & Schobbenhaus (2001), três interpretações para formação do depósito aurífero: a) depósito do tipo SEDEX, (sedimentar-exalativo); b) depósito de sulfetos maciços vulcanogênicos do tipo VMS; c) ou um modelo de mineralização cíclica associada a zonas de cisalhamento com veios de quartzo e mineralização de Au-Cu.

A favor da primeira hipótese está a íntima associação dos veios auríferos com as rochas vulcânicas e exalativas (*cherts* e grafita xistos); o caráter sindeformacional proposto por Delgado (2001) iria contra um modelo VMS, diminuindo as chances da segunda hipótese; e a favor da terceira está o contexto similar onde se encontra a mineralização aurífera.

4.2.2.2 Mineralizações da Suíte Nova Canaã

O garimpo do Tapajós, localizado a cerca de 20km a sudeste de Nova Canaã do Norte, associa-se a alcaligranitos e sienogranitos da fácies 4, da Suíte Nova Canaã situados em uma estreita zona de cisalhamento, transcorrente rúptil-dúctil.

O filão aurífero foi explorado através de uma trincheira com 3m de largura, 200m de comprimento e profundidade variável, atingindo até 7m. A trincheira é coincidente com a falha que controla o conjunto de veios mineralizados, com direção N80°W e mergulho subvertical (Cruz, 2002), (fotografia 4.7).

Aparentemente, existe uma falha principal com menos de 1 metro de espessura e uma falha secundária; entre ambas se desenvolve um sistema de veios de quartzo extensionais.

Segundo Cruz (2001), a deformação é predominantemente rúptil com desenvolvimento de foliação restrita ao interior das falhas. Localmente, onde se formam filossilicatos hidrotermais a deformação tem comportamento dúctil com desenvolvimento de bandamento com alternância de veios de quartzo milimétricos e bandas xistosas ricas em muscovita e clorita.

Nesses casos se desenvolvem dobras assimétricas (fotografia 4.8), com eixo perpendicular à lineação de estiramento subhorizontal. Incipiente desenvolvimento de foliações S/C gera lineação de interseção paralela ao eixo das dobras. O conjunto de veios extensionais *en échelon*, em alguns lugares envolve fragmentos das rochas hospedeiras formando brechas hidrotermais.

O granito desenvolve uma clivagem paralela milimetricamente espaçada, a poucos centímetros da



Fotografia 4.7 – Aspectos da trincheira da lavra do Garimpo do Tapajós, aberta ao longo do trend da foliação paralela ao filão aurífero.

direção da zona de falha, contudo a clivagem não é penetrativa na rocha hospedeira. O contato entre o granito maciço e o foliado é brusco.

Estima-se que foram retirados cerca de 70kg de ouro do filão principal e registrados cerca de 30 filões menores com uma produção total de 500kg de ouro.

Cruz (2002) identificou cinco tipos de alterações hidrotermais como controles das mineralizações auríferas, identificando-as como: hematitização, sericitização, biotitização, silicificação e sulfetação (fotografia 4.9).

A hematitização é a alteração mais amplamente distribuída, a rocha apresenta coloração vermelha-tijolo, é equigranular, grã média a grossa, isotrópica (muito localmente foliada).



Fotografia 4.8 – Aspectos da deformação da Suíte Nova Canaã com dobras assimétricas com eixo perpendicular à lineação de estiramento subhorizontal, próximas às zonas de maior deformação.



Fotografia 4.9 – Garimpo Tapajós, Suíte Nova Canaã, com alcalifeldspato granito hematitizado, envolvido por alteração sericitica de cor mais escura rica em sulfeto.

A cor vermelha é dada pela presença de hematita muito fina e pode confundir o granito alterado com o Granito Teles Pires. A proporção entre albita e quartzo é meio a meio, sendo o quartzo transparente.

Em lâmina a biotita ígnea é transformada para agregados de biotita marrom-esverdeada, clorita com birrefringência violeta e opacos. Titanita e rutilo ocorrem ao longo dos planos de clivagem da biotita e da clorita. Em alguns casos a titanita forma coroa ao redor de opacos.

Os grãos de zircão euédricos e zonados são provavelmente ígneos. Hidróxidos de ferro avermelhados também estão associados a esses agregados. Epidoto e carbonato aparecem como produtos de menor alteração. Associada à hematização ocorre a sericitização incipiente a fraca do K-feldspato e do plagioclásio.

A sericitização está quase sempre restrita ao contato entre a hospedeira hematizada e os veios de quartzo; contudo não está sempre presente. Pode também ocorrer como manchas escuras, com ou sem foliação, ricas em quartzo e sulfetos.

A petrografia mostra que as manchas mais escuras, geralmente próximas ou no contato com os veios de quartzo, são resultado da sericitização do alcali-feldspato granito hospedeiro.

Nas falhas, a zona da sericitização pode apresentar feições de deformação rúptil como fraturas, e recristalização e formação de subgrãos ao longo de fraturas ou das bordas dos grãos de quartzo. A massa de sericita formada a partir da alteração dos feldspatos pode estar localmente foliada.

Na amostra típica dessa zona a rocha não é foliada, com os grãos de quartzo preservando, total ou parcialmente, sua forma ígnea, e os feldspatos totalmente alterados para uma massa de sericita. Agregados de biotita marrom-esverdeada e clorita estão associados aos opacos. Localmente os opacos mostram coroa de titanita. A clorita aparece ainda dispersa no meio da massa de sericita. Fluorita incolor com tons violáceos foi observada associada aos opacos. Raros grãos de epidoto ocorrem dispersos, mais raramente ainda sob a forma acicular.

A biotitização faz com que em alguns lugares o veio de quartzo contenha fragmentos foliados de cor verde-escura ricos em biotita; nesse caso a rocha parece um filonito.

Nestas porções, a rocha tem textura lepidoblástica marcada por palhetas de biotita com pleocroísmo variado de verde-claro a verde-amarronzado. Em partes da lâmina a biotita não mostra orientação preferencial. Clinozoizita forma grãos prismáticos ané-

dricos a subédricos, por vezes zonados, mostrando bordos mais límpidos e o centro mais sujo. Grânulos de epidoto são dispersos formando nuvens ou agregados. Os grãos de apatita são esparsos, localmente formando pequenos porfiroblastos.

A silicificação é marcada na zona hematizada pelo aparecimento de quartzo leitoso e aumento da proporção de quartzo em relação ao feldspato. O quartzo leitoso tende a envolver fragmentos do feldspato hematizado e quartzo hialino, preservando o aspecto homogêneo da rocha, ou formar venulações milimétricas irregulares com contato brusco com a associação feldspato hematizado/quartzo hialino. Sua distribuição espacial não foi estabelecida, mas deve ser mais restrita que a hematização, pois não foi observada em todos os afloramentos.

Os veios de quartzo possuem características extensionais, tais com cristais crescendo ortogonais à parede do veio. O quartzo é ligeiramente leitoso e um pouco hialino, grosso, e nas partes mais deformadas recristalizado do tipo *bulk*.

Apesar das observações em afloramento mostrarem feições de silicificação, tais como venulações, esta não apresenta características petrográficas particulares, pois os veios são constituídos quase que exclusivamente por quartzo com raros fragmentos ricos em sericita ou clorita.

Quanto à *sulfetização*, raros cristais milimétricos de pirita aparecem na hospedeira hematizada. Os sulfetos ocorrem sempre associados à sericitização, de forma disseminada, no centro das manchas escuras ou no contato com os veios.

Em lâmina delgada ocorre principalmente pirita hipidiomórfica, fracamente disseminada no alcali-feldspato granito hematizado, sendo um pouco mais concentrada nas porções escuras sericitizadas. A calcopirita é subordinada, ocorrendo como inclusões na pirita ou ainda preenchendo suas fraturas. Microfraturas da calcopirita são preenchidas por covelita.

O Garimpo Canaã localiza-se cerca de 5km a norte da cidade de Nova Canaã, e a mineralização está associado a um granito cor rosa-avermelhada, hematizado, cortados por veios de quartzo, o principal deles com cerca de 1 metro de largura e de direção N60°W, paralela à direção de zonas de cisalhamento regionais.

Diversos veios menores, com largura em torno de 20cm ou menos (10cm), na mesma direção distribuem-se pela rocha apresentando processos de alteração hidrotermal, sericitização e epidotização em estreitas zonas de cisalhamento.

Não foram realizados estudos de detalhe, mas dados *in situ* indicam uma paragênese constituída por arsenopirita, calcopirita, epidoto, sericita, fluorita e ouro.

Delgado *et al.* (2001) classificaram os garimpos do Tapajós e Canaã como sendo do tipo “veios de quartzo com ouro controlados por falhas em regime rúptil-dúctil”.

Neste tipo, os veios ocupam o interior de estreitas zonas de cisalhamento transcorrentes, dispondo-se longitudinalmente a elas. Os corpos de minério estruturalmente controlados são tabulares e subverticalizados, com grande extensão superficial (centenas de metros) e em profundidade (dezenas a centenas de metros) e reduzida espessura (max. de 10m).

Hospedados em álcali-granitos e sienogranitos, essas rochas foram transformadas hidrotermalmente, através de processos de potassificação, sericitização, cloritização e silicificação, culminando com a formação de filonitos.

A deformação nesses depósitos foi muito intensa dando origem a rochas da série milonítica de paragênese hidratada, composta por filossilicatos (sericita + clorita) quartzo e opacos. Os sulfetos, principalmente pirita e calcopirita, ocorrem freqüentemente associados a quartzo, carbonato e clorita, formando veios ou reticulado de veios dispostos ao longo da foliação milonítica. Veios de carbonato discordantes representam os vestígios finais do processo hidrotermal.

Delgado *et al.* (2001) concluem que para este depósito os veios em zonas de cisalhamento foram formados em estágio sin a tardideformação. A estreita espessura das zonas de cisalhamento indica que elas estão nucleadas em zonas de falha, inicialmente rúpteis. O aumento da ductibilidade nessas zonas pode ser atribuído a reações metamórficas entre fluidos e rocha hospedeira (Hodgson, 1989) conduzindo a zonas de “amolecimento”. O grande aporte de fluidos, canalizados nessas zonas, foi responsável pela paragênese mineral altamente hidratada, que gerou as rochas quartzo-filoníticas e filoníticas. Afastando-se da zona milonítica, desaparece a deformação da rocha hospedeira/encaixante, embora possam persistir os efeitos do processo mais precoce de alteração hidrotermal.

A nova paragênese mineral, resultante das alterações hidrotermais, é composta de sericita, clorita, mica branca, quartzo, epidoto, carbonato, óxidos de ferro e sulfetos (pirita e calcopirita, principalmente). Conforme registrado nos veios de quartzo com ouro, controlados por falhas em regime rúptil-dúctil, essa paragênese é, na realidade, o resultado de um conjunto de processos hidrotermais que se sucederam no tempo, definidos pelas seguintes sucessões paragenéticas:

a) Paragênese Sintectônica:

- Microclina, epidoto, calcita, sericita e sulfetos (estágio precoce);

- Quartzo, sericita, clorita e óxidos de ferro (estágio sinmilonítico);

b) Paragênese Tardi a Pós-tectônica

- Quartzo, carbonato, (~ tardio);

- Carbonato (estágio pós-milonítico).

4.3 Zonas Geoquímicas Anômalas para Fe-Cr-Ni-Co, Ba-Sr-Li-Mn, Al-Ga e La-Y-As-Pb

Com base nos levantamentos geoquímicos realizados por Araújo & Andrade (2001) foram identificadas importantes áreas anômalas.

A associação Fe-Cr-Ni-Co (figuras 4.4 e 4.5) apresenta maior consistência na porção centro norte da folha, nas proximidades da fazenda Jataí, ao longo do rio Paranaíta, a sudoeste de Santa Lúcia e em seu extremo-NE. Estas anomalias não apresentam relação com Au, e possuem distribuição bastante expressiva e homogênea e respondem geologicamente pela área de ocorrência das supracrustais do Complexo Bacaeri-Mogno e das rochas básicas da Suíte Vitória.

Os focos identificados alinham-se segundo a direção NW/SE paralela ao *trend* estrutural, entre os terrenos plutovulcânico e de médio o alto grau metamórfico.

A associação Ba-Sr-Li-Mn apresenta homogeneidade em sua distribuição, com a correlação Ba e Li sendo a mais alta encontrada (figuras 4.6 e 4.7). Esta corresponde às áreas de ocorrência de rochas supracrustais e de granitos calcioalcalinos alto-K, de tendência peraluminosa e/ou shoshonítica. A associação Al-Ga distribui-se no centro norte e nordeste da folha, principalmente relacionada à área de ocorrência do Granito Nhandu.

A associação La-Y-As-Pb apresenta distribuição em área comum, com núcleo anômalo localizado a nordeste do assentamento São Mateus. As e Pb no sedimento de corrente estão relacionados às rochas supracrustais que drenam áreas de ocorrência do Grupo São Marcelo-Cabeça (figura 4.8), enquanto Y e La se correlacionam a área de abrangência do terreno de médio a alto grau metamórfico e granitos sintectônicos pós-colisionais (figura 4.9).

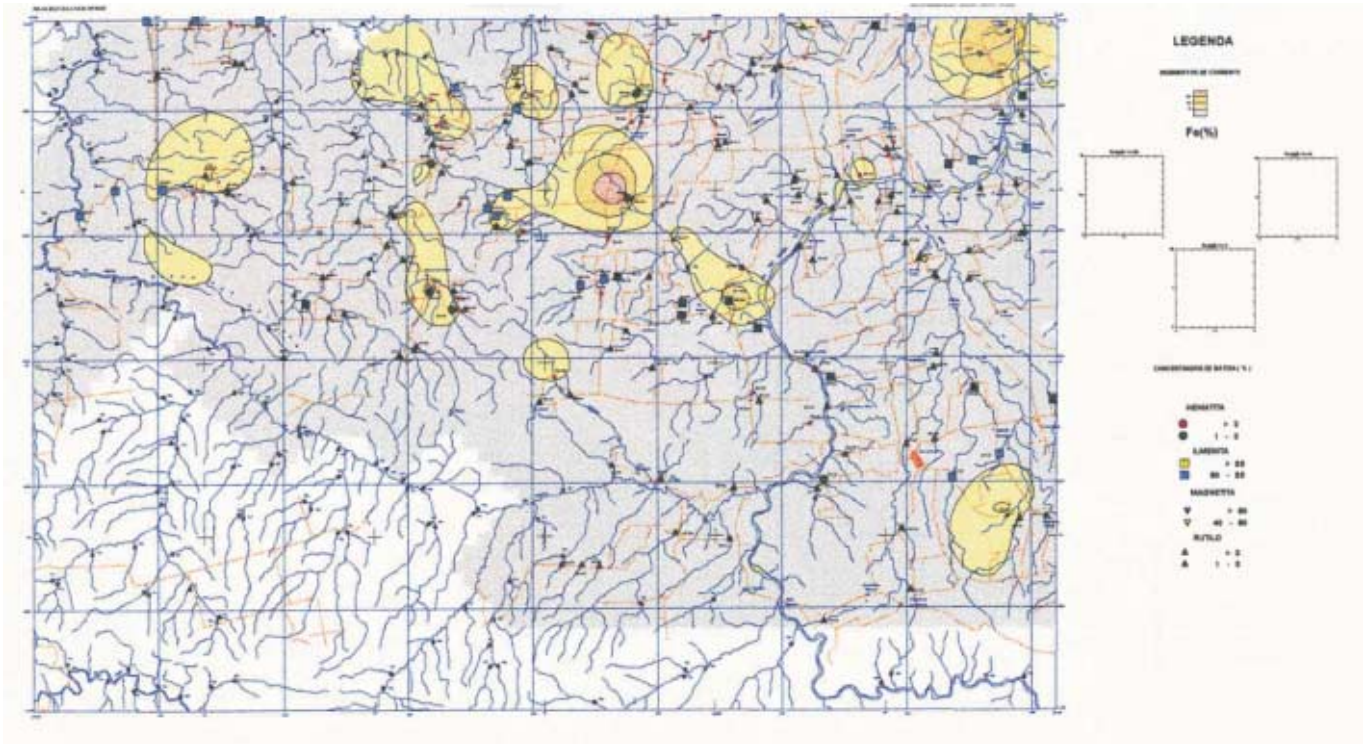


Figura 4.4 – Áreas anômalas de distribuição de Fe em sedimento de corrente na Folha Ilha 24 de Maio.

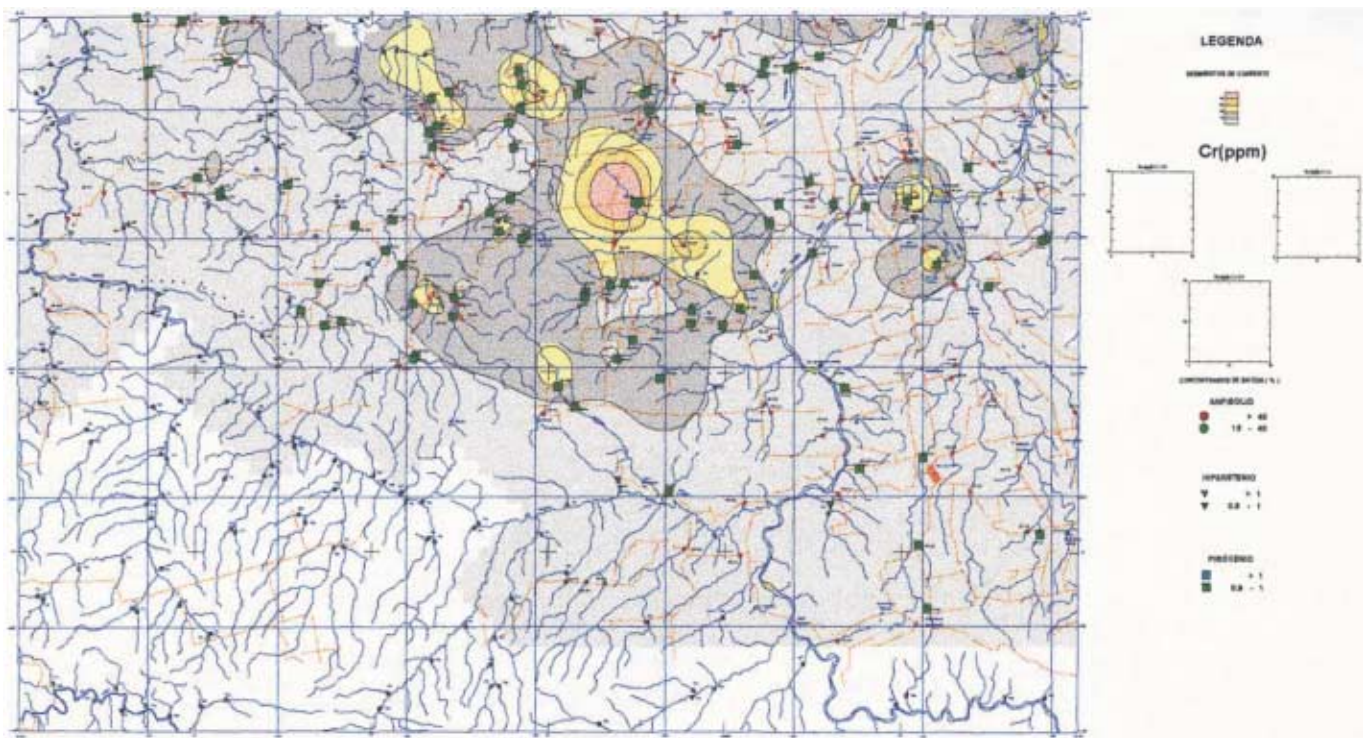


Figura 4.5 – Áreas anômalas de distribuição de Cr em sedimento de corrente na Folha Ilha 24 de Maio.

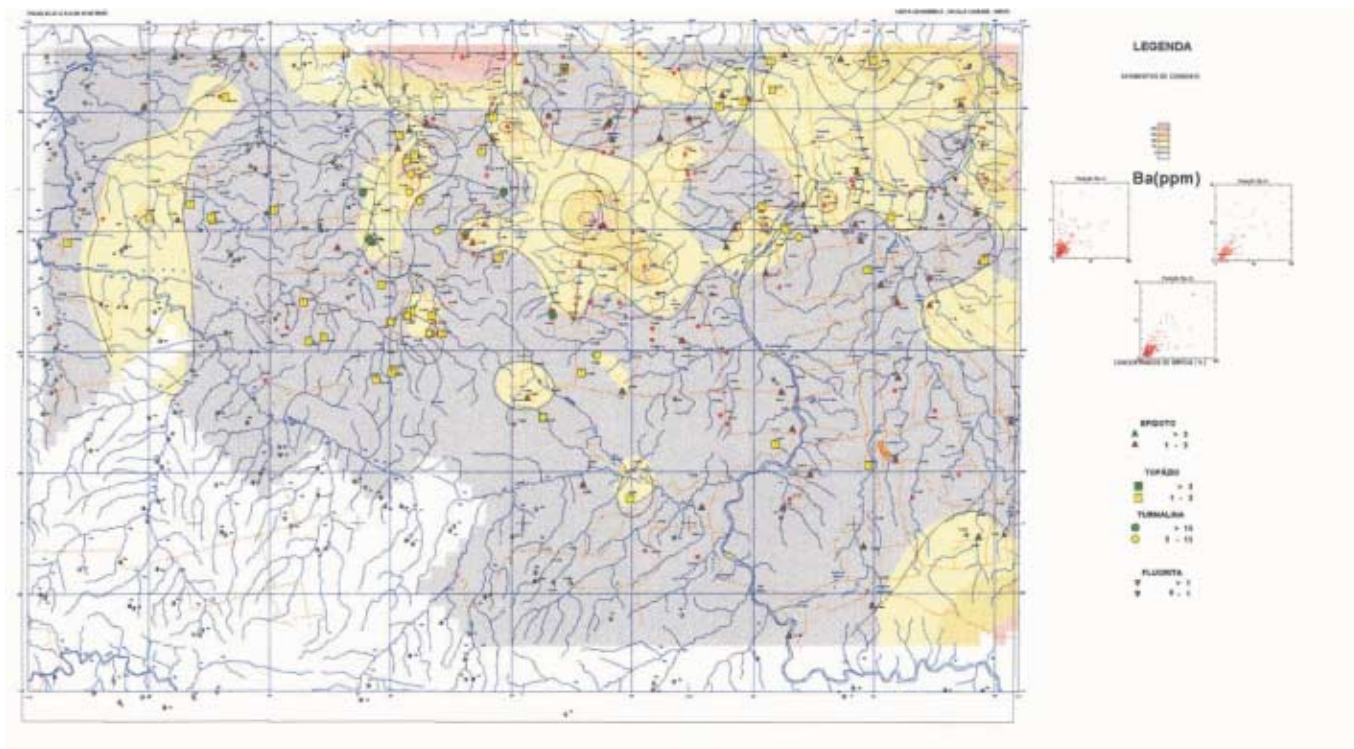


Figura 4.6 – Áreas anômalas de distribuição de Ba em sedimento de corrente na Folha Ilha 24 de Maio.

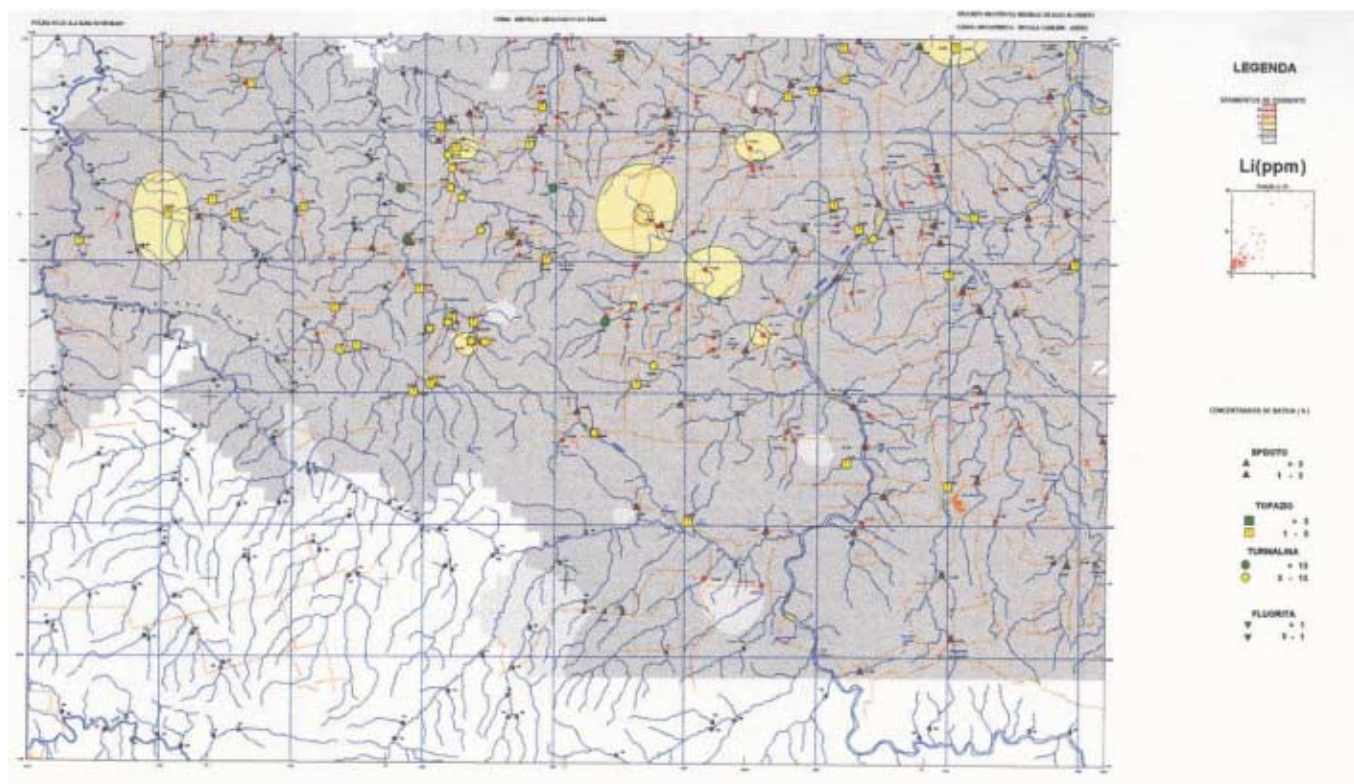


Figura 4.7 – Áreas anômalas de distribuição de Li em sedimento de corrente na Folha Ilha 24 de Maio.

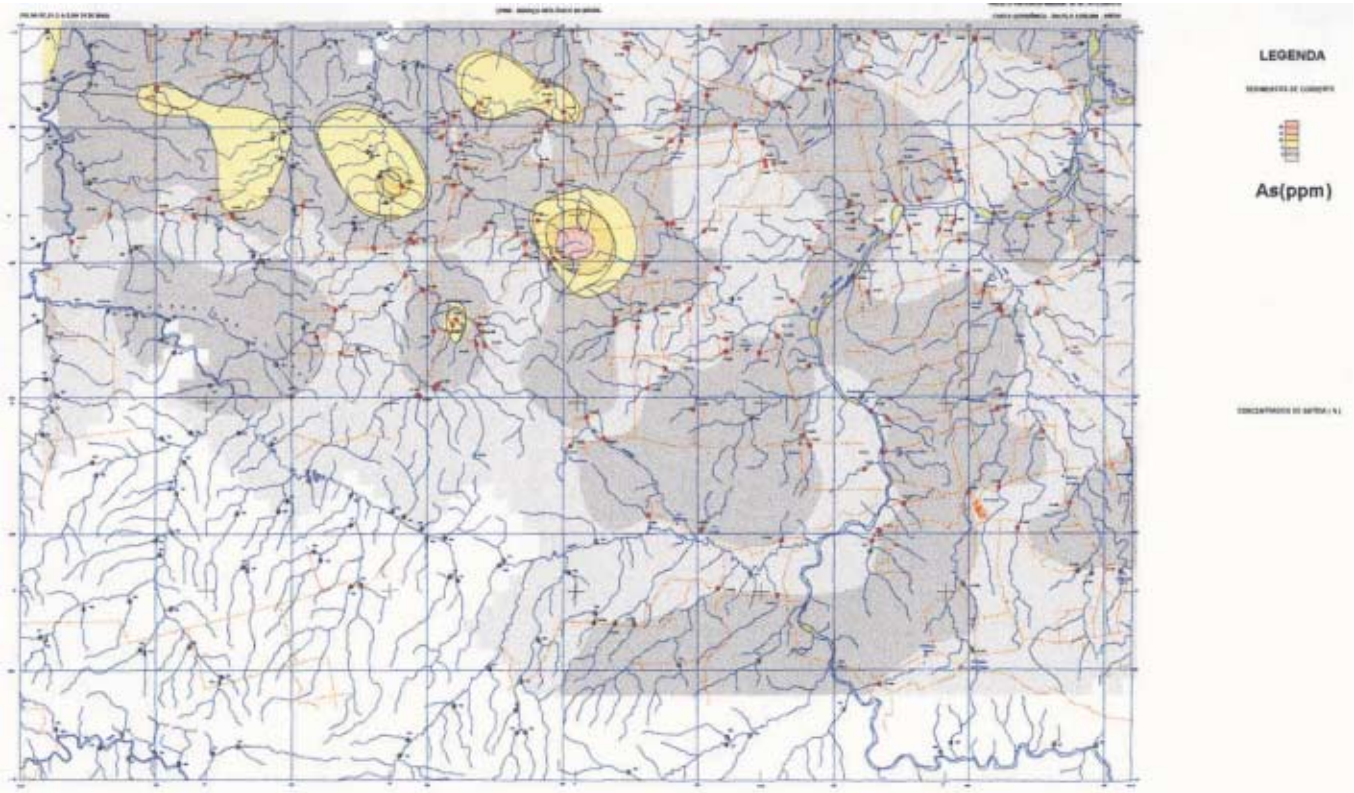


Figura 4.8 – Áreas anômalas de distribuição de As em sedimento de corrente na Folha Ilha 24 de Maio.

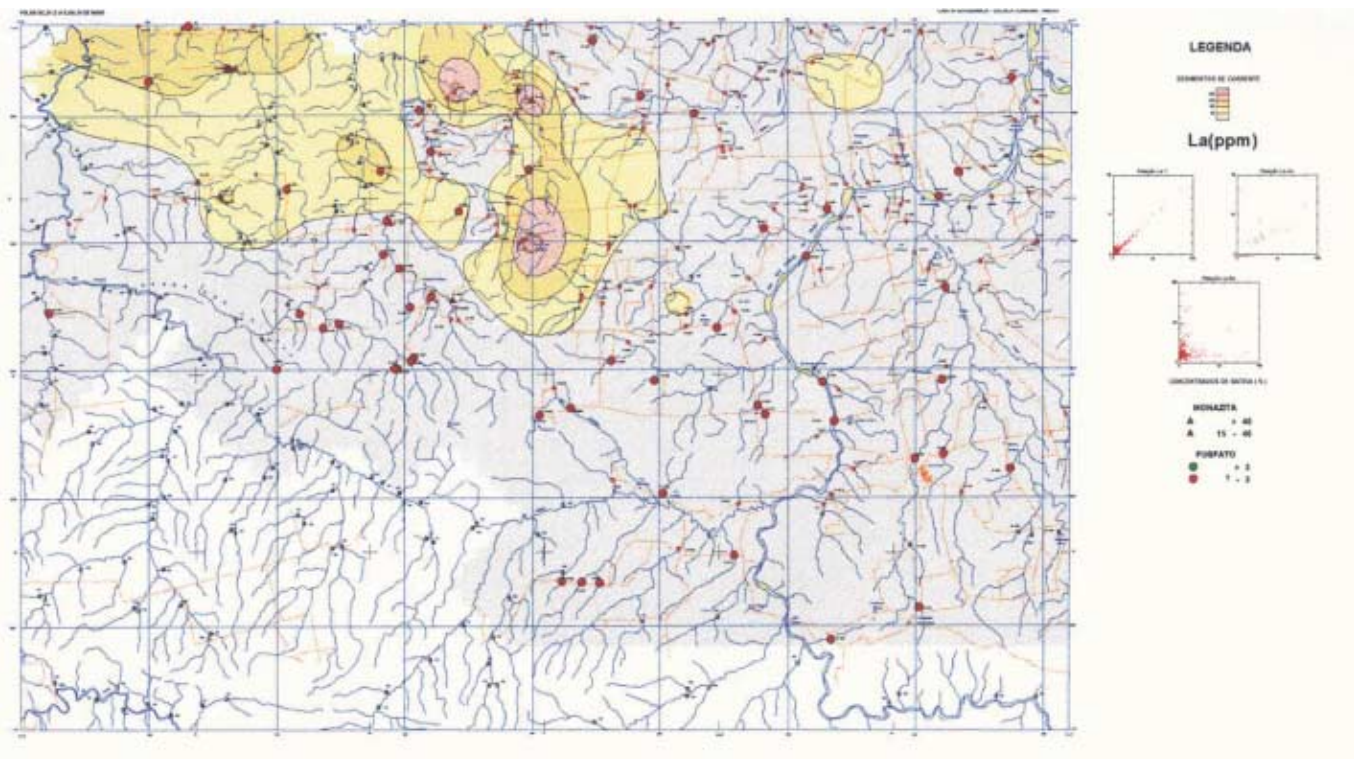


Figura 4.9 – Áreas anômalas de distribuição de La em sedimento de corrente na Folha Ilha 24 de Maio.

4.4 Material para Construção Civil e Indústria

Metade da Folha Ilha 24 de Maio é constituída por expressivos afloramentos de rochas graníticas e assemelhadas, na forma de lajedo e/ou blocos subovalados com alguns metros de diâmetro, podendo uma pequena parte destes ser utilizados como pedras ornamentais.

Poucos granitóides são homogêneos e em sua maioria são muito deformados. Apesar disso constituem rochas de matizes diversas, destacando-se os granitos vermelhos Nhandu e Nova Canaã e os cinza rosados das suítes Paranaíta e Juruena, portadores de requisitos para elaboração de pedras polidas ou não.

A proximidade dessas ocorrências com os maiores centros urbanos da parte do norte de Mato Grosso (Alta Floresta e Sinop) e a infra-estrutura já instaladas, conferem a essa área atributos potenciais para se revestir num futuro pólo graniteiro, dessa região.

Outra pequena potencialidade econômica para estes granitos é a extração de brita. Este potencial

ainda é muito pequeno em virtude dos pequenos centros urbanos existentes e de uma indústria civil ainda muito precoce.

Areia e cascalho têm seus principais depósitos distribuídos nas planícies aluviais do rio Teles Pires e seus principais tributários, com destaque para os rios Itapaiuna e Peixoto de Azevedo. Nesses sítios, predominam lentes de areia média a grossa, sobreposta a níveis de cascalhos, próprias para produção de argamassa e concreto.

Sedimentos arenosos do leito ativo do rio Teles Pires sofrem contínuo transporte e deposição sucessiva, formando ilhas e expressivos depósitos de areia.

Argila acha-se distribuída amplamente pela Folha Ilha 24 de Maio, como constituinte do latossolo, produto da alteração intempérica de rochas granitóides e também como resultado da sedimentação em planícies aluviais, destacando-se a do ribeirão Taxidermista, Parado e Caarapá. Esses depósitos, formados por argila vermelha-marrom, são destinados à produção de tijolos, telhas e cerâmica vermelha.

5

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Os resultados alcançados na cartografia geológica da Folha Ilha 24 de Maio forneceram melhorias substanciais no conhecimento geológico da parte norte de Mato Grosso.

Estes avanços estão sintetizados numa nova proposta de ordenação estratigráfica, na cartografia e individualização de uma série de unidades, antes agrupadas em termos constituintes de um único complexo, na apresentação de um novo modelo tectônico mobilista, com o estabelecimento de um arco magmático de idade 1,85Ga a 1,75Ga (Arco Magmático Juruena).

A Folha Ilha 24 de Maio é integrada a outras 3 folhas que formam o Projeto Alta Floresta. As interpretações e conclusões enunciadas são, em sua maioria, extensivas às demais folhas, estando embasadas em dados multidisciplinares: geológicos, geofísicos, geoquímicos, estruturais, metalogenéticos e geocronológicos, descritos a seguir:

A articulação das unidades litoestratigráficas da região norte de Mato Grosso envolveram processos orogênicos com convergência e consumo de placa litosférica, colisão oblíqua de alta temperatura com conseqüente espessamento crustal e encurtamento, geração de crosta e acreção transcorrente.

Este processo orogênico acrescionário desenvolveu-se em uma das bordas do continente Atlân-

tica (Rogers, 1996) no período de 1,85Ga a 1,75Ga, enquanto outras partes deste mesmo continente em sua época eram submetidas a importantes eventos tafrogênicos.

Foram cartografados no Arco Magmático Juruena dois segmentos crustais distintos: domínio plutovulcânico (1,85 – 1,80Ga) pouco deformado, domínio rúptil a rúptil-dúctil, domínio acrescionário de médio a alto grau metamórfico, (1,8 – 1,75Ga) de domínio dúctil, ambos terrenos com assinaturas de arco magmático disposto na direção NW-SE.

O domínio metavulcano-sedimentar em domínio dúctil é interpretado como uma bacia tipo *back-arc*, imbricada ao Arco Juruena e com granitogênese peraluminosa associada de idade U-Pb de 1.743 ± 4 Ma. São interpretados como pertencentes a um provável arco magmático acrescionário localizado a sul/sudoeste, desde Nova Canaã do Norte até a borda sul da Bacia Caiabis, provavelmente correlacionado ao evento Roosevelt (Arco magmático Roosevelt).

Conclui-se que a Suíte Colíder (1.801 ± 11 Ma a 1.773 ± 9 Ma) é constituída por mais de um único ciclo plutovulcânico e que sua vinculação estende-se a no mínimo três ciclos plutônicos principais na porção norte da área do projeto (Juruena, Paranaíta, Nhandu) e quiçá, a dois ciclos em sua porção

sul (Nhandu e Nova Canaã). Entende-se que são necessários estudos litoquímicos e geocronológicos de detalhe para vinculação genética de cada ciclo vulcânico ao seu correspondente plutônico associado.

Os jazimentos auríferos secundários estão representados principalmente por depósitos do tipo *placer*, e subordinadamente por enriquecimento residual/supergênico com exploração, em ambos tipos, em franca fase de esgotamento.

Os jazimentos auríferos primários, ainda presentes, apresentam tipologia de mineralização associada por veios de quartzo, em zonas de cisalhamento dúctil e rúptil-dúctil.

Há indicações de ocorrências e depósitos auríferos já explorados para as rochas da Suíte Paranaíta e Granito Nhandu. Ocorrem garimpos em atividade somente em duas unidades geológicas: o Grupo São Marcelo-Cabeça e a Suíte Nova Canaã.

Para o Grupo São Marcelo-Cabeça o estudo dos protólitos indica origem vulcânica ou subvulcânica associada a rochas sedimentares (grauvacas e pelitos grafitosos), transformados em xistos miloníticos com veios de quartzo dobrados, lenticularizados transpostos e boudinados. Os veios de quartzo mineralizados apresentam-se orientados paralelamente ao Lb destas dobras isoclinais, ocupando as zonas apicais das dobras, que foram transtracionadas e *boudinadas* dentro de zonas de cisalhamento dúcteis que formam o par controle litológico-estrutural da mineralização.

Esta zonas mineralizadas são coincidentes com zona de deslocamento principal (Y) orientada N70-80°W, sinistral, ou com cisalhamento R (sintética), sinistrais orientadas N85°W a E-W, com mergulhos altos para NE e N.

Os depósitos auríferos nestes veios deformados sob regime dúctil são formados em estágio pré a sindeformação, com paragênese sulfetada composta por pirita, calcopirita e arsenopirita.

Os jazimentos auríferos da Suíte Nova Canaã, ocupam o interior de estreitas zonas de cisalhamento transcorrentes, nucleadas em zonas de falha, inicialmente rúpteis, dispondo-se longitudinalmente a elas. Os corpos de minério estruturalmente controlados são tabulares e subverticalizados, extensos e pouco espessos.

Estão hospedados em alcaligranitos e sienogranitos filonitizados, transformados hidrotermalmente, através de processos de potassificação, sericitização, cloritização e silicificação.

A deformação nesses depósitos foi muito intensa, dando origem a rochas da série milonítica de

paragênese hidratada, composta por filossilicatos (sericita + clorita) quartzo e opacos. Os sulfetos, principalmente pirita e calcopirita ocorrem frequentemente associados a quartzo, carbonato e clorita, formando veios ou reticulado de veios dispostos ao longo da foliação milonítica. Veios discordantes de carbonato representam os vestígios finais do processo hidrotermal.

Os veios auríferos em zonas de cisalhamento da Suíte Nova Canaã foram formados em estágio sin a tardideformação, controlados por falhas em regime rúptil-dúctil, com paragênese formada pelo resultado de um conjunto de processos hidrotermais que se sucederam no tempo.

Conclui-se que o modelo geotectônico, de modelagem de um arco magmático, acreção transcorrente pós-colisional e aglutinação de fragmentos crustais proposto para área, é sustentado também pelo modelo metalogenético e vice-versa.

Ambos estão embasados em dados multidisciplinares levantados durante mapeamento geológico, incluindo as informações petrográficas, litoquímicas, estruturais, geocronológicas, geofísicas e de geoquímica, (concentrados de bateia e sedimento de corrente) incluída a ratificação das áreas com mineralizações auríferas; assim identificando outras áreas anômalas para ouro passíveis de serem investigadas.

Em função das conclusões obtidas, recomenda-se a implementação de levantamentos geológicos em escala de maior detalhe (1:100.000) nas regiões dos metalotectos com vocação e potencialidade aurífera, a fim de atrair investimentos privados para o desenvolvimento desse setor.

Recomenda-se também o prosseguimento do levantamento geológico básico na escala 1.250.000 de parte das folhas a sudoeste e a oeste, Porto dos Gaúchos e Tapaiúna, respectivamente, para estender a continuidade do Arco Juruena e confirmação de um outro arco magmático a sul deste, priorizando a caracterização das rochas supracrustais e metaplutônicas do Grupo São Marcelo Cabeça e Suíte Nova Canaã.

Como área piloto para pesquisa de ouro e metais básicos, seleciona-se a área do Grupo São Marcelo-Cabeça, para estudos de detalhe para definição do tipo de depósito, se do tipo SEDEX (sedimentar-exalativo), ou depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos do tipo VMS, ou um modelo de mineralização cíclica associada a zonas de cisalhamento com veios de quartzo e mineralização de Au-Cu.

Propõe-se estudo complementar no terreno de médio a alto grau, na zona de sutura para caracteri-

zação das rochas supracrustais e metaplutônicas do Complexo Bacia Mogno, com estudos geobarométricos e geotermométricos para definição e determinação da intensidade do metamorfismo atuante nesse ambiente colisionado, bem como estudo geocronológico para determinação do evento.

Recomenda-se em caráter complementar datação geocronológica para o Granito Nhandu, o Granito Apiacás e o Grupo São Marcelo-Cabeça, e adição de dados para a caracterização litogeoquímica da Suíte Vitória, do Granito São Pedro e do Granito São Romão.

DATAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS DO PROJETO ALTA FLORESTA									
	Pimentel (2001) Projeto Alta Floresta		Santos (2000)		JICA/MMAJ (2000)	Pinho (2001)	Moura (1998)	Neder <i>et al.</i> (2000)	Saes & Leite (2002)
	U/Pb SHRIMP (Ma)	Sm/Nd ϵ_{Nd} (t) (Ma)	U/Pb (Ma)	Sm/Nd ϵ_{Nd} (t) (Ma)	U/Pb e Pb/Pb* (Ma)	U/Pb (Ma)	Pb/Pb	U/Pb (Ma)	
Diques e <i>Sills</i> Básicos					RADAM Silva <i>et al.</i> (1980) K/Ar 1.416 ± 14				
Grupo Dardanelos									Detríticos de 1.987 a 1.377
Grupo Beneficiente									Detríticos de 2.646 a 1.714
Granito Teles Pires		2.100	1.756 ± 16						
Suíte Nova Canãa	1.743 ± 4 (2002) U/PB							Por Correlação 1.755 ± 5	
Grupo S. Marcelo - Cabeça								Por Correlação 1.762 ± 6	
Granito Apiacás									
Granito São Romão	1.770 ± 9	2.172 ϵ_{Nd} (t) -1,43 2.098 ϵ_{Nd} (t) +0,14							
Granito São Pedro	1.784 ± 17	2.147 ϵ_{Nd} (t) -1,11 2.060 ϵ_{Nd} (t) +0,65							
Suíte Vitória	1.785 ± 8 Herança em torno de 1.880	2.260 ϵ_{Nd} (t) -210 2.188 ϵ_{Nd} (t) -1,04 2.182 ϵ_{Nd} (t) -2,56 2.149 ϵ_{Nd} (t) -0,54 2.148 ϵ_{Nd} (t) -0,64 2.127 ϵ_{Nd} (t) -0,31 1.979 ϵ_{Nd} (t) +1,32							
Complexo Nova Monte Verde	1.774 ± 28 Met=1.653 ± 42	2.065 ϵ_{Nd} (t) +0,41 2.001 ϵ_{Nd} (t) +0,61							
Suíte Colider	1.781 ± 8				1.786 ± 17	1.801 ± 11 1.796 ± 3 1.773 ± 9			
Granito Nhandu									
Alcalina Rio Cristalino			1.806 ± 3						
Intrusivas Básicas Guadalupe									
Suíte Paranaíta		2.221 ϵ_{Nd} (t) -1,25	1.793 ± 6	2.080 ϵ_{Nd} (t) -?	1.819 ± 6 1.816 ± 57 1.803 ± 16 1.801 ± 8				
Suíte Juruena					1.848 ± 17, *1.823 ± 35 e 1.817 ± 57				
Suíte Flor da Serra		2.336 ϵ_{Nd} (t) -2,08							
Suíte Matupá		2.346 ϵ_{Nd} (t) -3,09			1.894 ± 6		1.872 ± 12		
Complexo Cuiú-Cuiú	1.992 ± 7								
Complexo Bacia Mogno		2.243 ± 130 ϵ_{Nd} (t) +2,5 Idade Isocrônica							

BIBLIOGRAFIA

- ABE, Y. Physical state of the very early Earth. *Lithos*, v. 30, p. 223-235, 1993.
- ABREU FILHO, W.; BARROS, A. J. P. de; BARRETO FILHO, J. A. *Projeto Ouro; Gemas. Relatório Anual da Área-Piloto da Reserva Garimpeira de Peixoto de Azevedo*. Cuiabá: DNPM/CPRM, 1992. 31p. (Relatório Anual - Inédito)
- ALMEIDA, F. F. M. *et al.* Províncias estruturais brasileiras. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, 8, 1977, Campina Grande. *Atas...* Recife, SBG/NNE, p. 363-391.
- ALMEIDA, F. F. M. de. Traços gerais de geomorfologia do Centro-Oeste brasileiro. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA*, 18, 1959, Rio de Janeiro. *Boletim...* Rio de Janeiro:[s.e.], 1959. v.1.
- ALMEIDA, F. F. M. de. Geossinclíneo paraguaio. *In: SEMANA DE DEBATES GEOLÓGICOS*, 1, Porto Alegre, 1965. Porto Alegre. Centro Acadêmico de Estudos Geológicos da UFRGS, 1965, p.87-101.
- ALMEIDA, F. F. M. de. Sistema tectônico marginal do cráton do Guaporé. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 28, 1974, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre: SBG, 1974, v. 4, p. 11-17.
- ALMEIDA, F.G. *et al.* Projeto Tapajós – Maués. Geologia Básica, Prospecção Geoquímica e por Concentrado de Bateia na Região Tapajós-Maués. Belém, SUDAM/GEOMITEC, 1976, v.1 e 2.
- ALMEIDA, F. F. M. de; NOGUEIRA FILHO, J. D. V. Reconhecimento Geológico no Rio Aripuanã. *Boletim DGM*, n. 199, 1959. 44p.
- AMARAL, G. *Geologia Pré-Cambriana da região amazônica*. 1974. 212p. Tese (Mestrado) – Instituto de Geociências - Depto de Paleontologia e Estratigrafia, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo, 1974.
- ANDRADE, A. F. *et al.* Projeto Tapajós - Sucunduri, Relatório de Integração Geológica. Manaus: DNPM/CPRM, 1978. 3v.
- ANDRADE RAMOS, J. R. de. Reconhecimento Geológico no Território do Rio Branco. *In: Relatório Anual da Div. Geol. Mineral*, Rio de Janeiro, p. 58-62, 1956.
- ARAÚJO NETO, H. de. Programa Nacional de Prospecção de Ouro. *Área MT-06 – Ilha 24 de Maio - Mato Grosso*. Escala 1:250.000. Rio de Janeiro: CPRM, 1997.
- ARAÚJO, E. S.; ANDRADE, R. S. *Relatório Temático de Geoquímica. Promin-Alta Floresta; Folhas: Alta Floresta (SC.21-X-C); Ilha 24 de Maio (SC.21-Z-A); Vila Guarita (SC.21-Z-B) e Rio São João da Barra (SC.21-V-D)*. Goiânia: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2001. (Relatório Interno)
- BAHIA, R. *Estudo das Bacias Sedimentares, Regiões de Alta Floresta, Matupá e Serra do Cachimbo*. Porto Velho: CPRM, 2000. 28p. (Relatório de Viagem)
- BARROS, A. J. P. de. Contribuição à Geologia e Controle das Mineralizações Auríferas da Região de Peixoto de Azevedo. 1994. 161p. Tese (Dissertação de Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo, 1994.
- BARROS, A. J. P.; LAET, S. M.; RESENDE, W. M. de. Províncias auríferas do norte do Estado de Mato Grosso. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 6, 1999, Manaus. *Bol. de Resumos...* Manaus: SBG – Núcleo Norte.

- BARROS, Antonio João Paes. *Contribuição à geologia e controle das mineralizações auríferas da Região de Peixoto de Azevedo, MT*. 1993. 161p. Tese (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia Econômica, Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo – USP, São Paulo, 1993. Núcleo Norte, 1999. p. 124-128.
- BASEI, M. A. S. & TEIXEIRA, W. Geocronologia e considerações estratigráficas preliminares da região Cachimbo-Dardanelos. Belém: Projeto RADAM, 1975. 19p. (Relatório Interno RADAM, 37-G).
- BASEI, M. A. S. Estudo geocronológico do magmatismo ácido da região meridional da Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre: SBG – Sociedade Brasileira de Geologia, 1974, v.6, p.287-296.
- BASEI, M. A. S. O vulcanismo ácido-intermediário na região Amazônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. Recife. PE, 1978. *Anais...* Soc.Bras.Geol., v.6, 2400-2422, nov. 1978.
- BASEI, M. A. S.; TEIXEIRA, W. *Considerações geocronológicas e estratigráficas da Folha SA.21 - Santarém*. Belém: Projeto RADAMBRASIL, 1975. 15 p. Relatório Interno 62-G.
- BATCHELOR, R. A.; BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicatic parameters. *Chemical Geology*, n. 48, p.43-55, 1985.
- BITTENCOURT ROSA, D. B.; SILVA, M. A. da; LIMA, P. R. M. As características geológicas e mineralógicas do granitóide Paranaíta – Município de Paranaíta – MT. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 6, 1997, Cuiabá. *Anais...* Cuiabá: SBG – Núcleos Centro-Oeste e Brasília, 1997, p.21-23.
- BIZINELLA, G. A. *et al.* Projeto Tapajós – Sucunduri. Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM, 1980, v. 1, p.357-700.
- BLEVIN, P. L.; CHAPPEL, B. W. Chemistry, origin and evolution of mineralized granites in the Lachlan Fold Belt Australia: The metallogeny of I and S types granites. *Economic Geology*, v. 90, p. 1.604-1.619, 1995.
- BLEVIN, Phillip L.; CHAPPELL, Bruce W. The role of magma sources, oxidation state and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: earth Sciences*, n. 83, p. 305-316, 1992.
- BLICHERT-TOFT, J.; ARNDT, N. T.; LUDDEN, J. N. Precambrian alkaline magmatism. *Lithos*, v. 37, p. 97-111, 1996.
- BLUMENFELD, P.; BOUCHEZ, J.-L. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Journal of structural Geology*, v. 10, n. 4, p. 361-372, 1988.
- BOAVENTURA, R. S. Geomorfologia. In: BRASIL. MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. PROJETO RADAMBRASIL. *Folha SC.21-Juruena*. Rio de Janeiro: RadamBrasil, 1974, p. 117-164 (Levantamento de Recursos Naturais, 20).
- BONIN, B. *et al.* Alkaline-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos*, n. 45, p. 45-70, 1998.
- BOTELHO, N. F. *Considerações sobre a Petrografia e a Geoquímica de Rochas Graníticas do Promim Alta Floresta*. Brasília: Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, UNB, 2001. 15p. (Relatório interno).
- BOTELHO, N. F.; MOURA, M. A.; SOUZA, M. T. de; ANTUNES, J. A. Petrologia e potencial metalogênico de granitos da região de Peixoto de Azevedo, Alta Floresta, Mato Grosso. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 6, 1997, Cuiabá. *Anais...* Cuiabá: SBG – Núcleos Centro-Oeste e Brasília, 1997, p.40-41.
- BOTELHO, N. F.; MOURA, M. A.; PEREIRA, E. H. R. Caracterização químico-mineralógica das mineralizações auríferas associadas a granitos na região de Peixoto de Azevedo – Alta Floresta, Norte do Mato Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG – Minas Gerais, 1998.
- BOTELHO, N. F.; MOURA, M. A.; LENHARO, S. L. R. *Depósitos associados ao magmatismo granítico*. Brasília: UnB, 22 a 29/11/1999. (Módulo ministrado no Curso de aperfeiçoamento: Metalogênese de depósitos magmáticos aplicada à exploração mineral).
- BRANCO, P. de M. *Guia de redação para a área de geociências*. Porto Alegre: Sagra DC – Luzzatto, 1993. 176p.
- CAMPBELL, I. H.; GRIFFITHS, R. W.; HILL, R. I. Melting in an Archean mantle plume: heads it's basalts, tails it's komatiites. *Nature*, v. 339, p. 697-698, 1989.
- CAPUTO, M. V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D. N. N. de. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas: histórico e atualização. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, 1972, Belém (PA). *Anais...* Belém: SBG-Sociedade Brasileira de Geologia, 1972, v.3, p.35-46.

- CARNEIRO, C. D. R. (coord). Projeção estereográfica para análise de estruturas. São Paulo: UNICAMP/CPRM/IPT, 1994.
- CARVALHO, M. S.; FIGUEIREDO, A. J. de A. Caracterização Litoestratigráfica da Bacia de Sedimentação do Grupo Beneficente no Alto Rio Sucunduri, AM. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém, SBG, 1982. *Anais...* Belém: SBG, 1982. p.26-44.
- CASTRO, A. On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geologische Rundschau*, V. 76, N. 1, p. 101-124, 1987.
- CHAPPELL, B. W.; WHITE, A. J. R. Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, v.8, p.173-174, 1974.
- COBBING, J. Granites – an overview. *Episodes*, v. 19, n. 4, p. 103-106, 1996.
- COBBING, J.; MALLICK, D. I. J. A new approach to mapping granites. *Episodes*, v. 1983, n. 3, p. 10-14.
- CONDIE, R. C. *Archean Greenstone Belt*. Amsterdam: Elsevier, 1981. 434p.
- COPELLARI, P.; COSENTINO, D.; GLIOZZI, E. Extension - and compression-related basins in central Italy during the Messinian Lago-Mare event. *Tectonophysics*, n. 315, p. 163-185, 1999.
- CORDANI, U. G.; BRITO NEVES, B. B. de. The geologic evolution of South America during the Archaean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.12, n.1-3, p.78-88, 1982.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M. L. da; ANGÉLICA, R. S. *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém: SBG-NO, 1997, p.15-90.
- COX, K. G.; MACDONALD, R.; PANKHURST, R. J. *The interpretation of Igneous Rocks*. London: Allen and Unwin, 450p., 1979.
- CRUZ, E. L. C. C. da. *Relatório sobre o estudo da alteração hidrotermal em alguns depósitos de ouro da Província Mineral Alta Floresta. Projeto Província Mineral Alta Floresta*. Rio de Janeiro: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2002. 21p. Relatório Interno DEREM/DIMETA).
- DALL'AGNOL, R.; SILVA, C. M. G.; SCHELLER, T. Fayalite, hedembergite rhyolites of Iriri Formation, Tapajós gold province, Amazonian Craton: Implication for the Uatumã volcanism. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1999, Gramado-RS. Boletim de *Resumos...* Gramado: SBG – Sociedade Brasileira de Geologia, 1999, p. 31.
- DAOUD, W. El K.; VEIGA, A. T. C. A importância dos processos de cisalhamento na gênese das mineralizações auríferas de Novo Planeta, Alta Floresta - MT. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988, Belém. *Anais...* Belém: SBG, 1988.
- DARDENNE, M. A.; SCHOBENHAUS, Carlos. *Metalogênese do Brasil*. Brasília: CPRM/UnB, 2001. 392p.
- DAVIES, G. F. Conjectures on the thermal and tectonic evolution of the earth. *Lithos*, v. 30, p. 281-189, 1993.
- DELGADO, I. de M.; SOUZA, G. V. V.; SANTOS, R. A. dos. Projeto Província Mineral Alta Floresta. *Contribuição ao conhecimento das mineralizações de ouro da Província Mineral de Alta Floresta, Mato Grosso*. Salvador: CPRM, Ago. 2001. (Relatório de Viagem).
- DEPAOLO, D. I. Neodymium isotope geochemistry: An introduction. *Springer, Minerals and rocks*, n. 20, 1988. 187p.
- DREHER, A. M. *et al.* Veios e brechas hidrotermais da província aurífera do Tapajós: aspectos texturais e implicações para a exploração do Au primário. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, 1999, Manaus. *Bol de Resumos...* Manaus: SBG-Núcleo Norte, 1999. p. 114-117.
- DRURY, S. A. The geochemistry of precambrian granulite facies rocks from the Lewisian complex of Tiree, Inner Hebrides, Scotland. *Chemical Geology*, Elsevier Amsterdam, n.11, p. 163-188, 1973.
- DUCHESNE, J. C.; BERZA, T.; LIÉGEOIS, J. P.; VANDER, Auwera. The variscan post-collisional volcanism in late carboniferous – Permian sequences of ligurian Alps, Southern Alps and Sardinia (Italy): A synthesis. *Lithos*, v.45, n. 1-4, p.281-304, 1998.
- EVANS, J. P. Deformation mechanisms in granitic rocks at shallow crustal levels. *Journal of structural Geology*, v. 10, n. 5, p. 437-443, 1988.
- FOLEY, S. Potassic and ultrapotassic magma and their origin. *Lithos*, n. 28, p.181-186, 1992.
- FORMAN, J. H. A.; NARDI, J. J. S.; MARQUES, J. P. M.; LIMA, M. I. C. *Pesquisa Mineral no Iriri - Curuá*. Belém: SUDAM/GEOMINERAÇÃO, 1972. 62p.
- FORSTER, H. J.; TISCHENDORF, G.; TRUMBULL, R. B.; An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos*, n. 40, p. 261-293, 1997.
- FRASCA, A.A.S.; BORGES, F. R. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN ALTA FLORESTA). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Ilha 24 de Maio - SC.21-Z-A*. Brasília: CPRM, 2003.
- FRASCA, A.A.S. *et al.* Síntese da Geologia e do Projeto Promin-Alta Floresta. In: XLI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2002, João Pessoa. *Resumos Expandidos...*: SBG – Núcleo Nordeste, 2002.

- FRASCA, A.A.S. *et al.* Evolução Tectônica dos Terrenos Acrescionários do Norte do Mato Grosso. *In: XIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE*, 2003, Cuiabá. *Resumos Expandidos*: SBG – Núcleo Centro-Oeste, 2003, p.37-38.
- FRASCA, A.A.S. Geologia da Folha Ilha 24 de Maio, SC-21-Z-A *In: XIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE*, 2003, Cuiabá. *Resumos Expandidos*: SBG – Núcleo Centro-Oeste, 2003, p. 57-58.
- FRY, N. *The field description of metamorphic rocks*. New York: Open University Press, 1985. 110p. (Geological Society of London, Handbook Series)
- GAÁL, G. Global proterozoic tectonic cycles and early and early proterozoic metallogeny. *South African Journal of Geology*, v. 95, n. 3, p. 79-87, 1992.
- GAST, P. W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta*, n.32, p. 1057-1086, 1968.
- GIBBS, A. V.; BARRON, C. N. The Guiana shield reviewed. *Episodes*, v.2, p. 7-14, 1983.
- GIROD, M. Les series magmatiques. *In: GIROD, M.* (ed.) *Les roches volcaniques*. Paris: Doin Editures, s.d., p. 7-30.
- GREEN, D. H.; RINGWOOD, A. E. An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and its petrological applications. *Geochem. Cosmochim. Acta*, n.31, p.767-838, 1967.
- HARRIS, N. B. W.; PEARCE, A. G.; TINDLE, A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *In: COWARD, M. P.; RIES, A. C.* (eds). *Collision Tectonics*. London: The Geological Society, 1986. p. 67-81. 1986. (Geological Society Special publication, 19).
- HASUI, Y.; HARALYI, N. L.; SCHOBENHAUS, C. Elementos Geofísicos e Geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o Modelo Geotectônico. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 2., 1984, Manaus. *Anais...* Manaus: SBG, 1984, p. 129-147.
- HILL, R. I. Mantle plumes and continental tectonics. *Lithos*, v. 30, p. 193-206, 1993.
- HINE, R.; WILLIAMS, I. S.; CHAPPELL, B. W.; WHITE, A. J. R. Contrasts between I and S type granitoids of the Kosciusko batholith. *Journal of Geological Society of Australia*, n.25, p. 219-234, 1978.
- HOBBS, B. E.; MEANS, W. D.; WILLIAMS, P. F. An outline of structural geology. New York: John Wiley; Sons, 1976. 571p.
- HUGHES, C. J. *Igneous Petrology*. Amsterdam: Elsevier, 1982. 551p. (Developments in Petrology, 7).
- HUTTON, D. H. W. The space problem in the emplacement of granites. *Episodes*, v. 19, n. 4, p. 114-119, 1996.
- IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, v.8, p. 523-548, 1971.
- ISHIHARA, S. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology*, v.75, p. 454-484. 1981.
- ISSLER, R. S. *et al.* Geologia. *In: BRASIL*. Departamento Nacional da Produção Mineral. *Projeto RadamBrasil. Folha SA.22 - Belém*. Rio de Janeiro: RadamBrasil, 1974, p.1-60. il. (Levantamento de Recursos Naturais, 5).
- ISSLER, R. S.; LIMA, M. I. C. de. Amazonian Craton (Brasil) granitogenesis and its relation to geotectonic units. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, Rio de Janeiro, v.17, n.4, 1987, p.426-441.
- ISSLER, R. S.; LIMA, M. I. C. Esboço geológico-tectônico do Cráton do Guaporé. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, n. 3, p.177-211, 1977.
- JAKES, P.; TAYLOR, S. R. Excess europium content in Precambrian sedimentary rocks and continental evolution. *Geochem. Cosmochim. Acta.*, n.38, p. 739-745, 1974.
- JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY. METAL MINING AGENCY OF JAPAN JICA/MMAJ. *Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Federative Republic of Brazil - Phase III*. 2001. 307p.
- JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY. METAL MINING AGENCY OF JAPAN JICA/MMAJ. *Final Report. Report on the mineral exploration in the Alta Floresta area, Federative Republic of Brazil*. 2000. 137p.
- JENSEN, L. S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Div. Mines. Miscellaneous Papers*, Toronto, v.66 -p.1-22, 1976.
- JOPLIN, G. A. The Shoshonite Association: a review. *J. Geol. Soc. Aust.*, n. 15, v. 2, p. 275-294, 1968.
- KLEIN, E. L. *et al.* Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. *Geologia e Recursos Minerais da Província Tapajós, Estados do Pará e do Amazonas*. Esc. 1:500.000. Belém: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, MME-Secretaria de Minas e Metalurgia, 2000. 106p.
- KLEIN, E. L.; VASQUEZ, A. dos S.; COSTA, L. T. da R. Geologia e controle estrutural das mineralizações auríferas na folha Vila Riozinho e NW da folha Rio Novo, Província Tapajós. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 6, 1999, Manaus. *Bol de Resumos...* Manaus: SBG-Núcleo Norte, 1999. p. 128 – 131.
- KLUND, O. *et al.* 1.8 Ga Svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian Shield. *Lithos*, n. 45, p.87-108, 1998.

- KUSTER, D.; HARMS, U. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos*, n.45, p.177-196, 1998. (An International Journal of Minealogy, Petrology and Geochemistry)
- LACERDA FILHO, J. V. *et al.* Geocronologia U-Pb e Sm-Nd da região de Alta Floresta, Norte de Mato Grosso. *In: BETTENCOURT, J.S.; TEIXEIRA, W.; PACCA, I.I.G.; GERALDES, M.C.; SPARRENBELGER, I. (eds.). Workshop on Geology of the SW Amazonian Craton: State-of-the-art, 2001, São Paulo. Extended Abstract volume... São Paulo, 2001. 156p.*
- LACERDA FILHO, J. V. L. *et al.* Geologia e Evolução Tectônica da Região Norte de Mato Grosso (Projeto Promin-Alta Floresta). *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, 2001, Belém. Resumos Expandidos... Belém: SBG – Núcleo Norte, 2001. Cd Rom.*
- LAMARÃO, C. N.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J. M. As associações vulcânicas e plutônicas da Vila Riozinho e Moraes Almeida, Província Aurífera Tapajós, SW do Estado do Pará. *In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, Gramado-RS, 1999. Boletim de Resumos... Gramado-RS: SBG – Sociedade Brasileira de Geociências, 1999, p.93.*
- LAMEYRE, J. Granites and evolution of the crust. *Rev. Bras. De Geociências*, v. 17, p. 349-359, 1987.
- LE MAITRE, R. W. Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 56: 181-189, 1976.
- LE MAITRE, R. W. *et al.* *A classification of igneous rocks and glossary of terms.* Blackwell: Oxford, 1989. 193p.
- LEAL, J. W. L. *et al.* *Geologia da Folha SC.20-Porto Velho.* Rio de Janeiro: RADAMBRASIL, 1978, p.17-184. (Levantamento de Recursos Naturais, 16).
- LEAL, J. W. L.; JOÃO, X. da S. J.; SANTOS, D. B. dos. Aspectos geológicos e possibilidades metalogenéticas da área limítrofe Pará – Mato Grosso (Folha SC.21-X-C – Rio São Benedito). *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Balneário de Camboriú. Anais... Balneário de Camboriú: SBG, 1980, v.6, p. 2400-2422.*
- LEITE, J. A.; HARTMANN, L. A.; SIQUEIRA, A. J. As razões Au/Ag dos depósitos de Au da Mina São Vicente e Filão do Paraíba: Implicações Genéticas. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 6, 1997, Cuiabá-MT, Anais... Cuiabá: SBG-Núcleos Centro-Oeste e Brasília, 1997, p.35-36.*
- LEITE, J. A. D.; HARTMANN, L. A.; SIQUEIRA, A. J. As razões Au/Ag dos depósitos de Au das Mina São Vicente e Filão do Paraíba: implicações Genéticas. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 6, 1997, Cuiabá. Anais... Cuiabá: SBG - Núcleos Centro-Oeste e Brasília, 1997, p.35-36.*
- LIBERATORE, G. *et al.* *Projeto Aripuanã-Sucunduri.* Manaus: CPRM, 1973. 138p. 8v. (Convênio DNPM / CPRM).
- LIÉGEOIS, J.-P.; NAVEZ, J.; HERTONGEN, J.; BLACK, R. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and ahsoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoides. The use of slifing normalization. *Lithos*, v.45, n. 1-4, p.1-28, 1998. ([Http://www.elsevier.com/gej-ng/10/30/36/44/24/24/Abstract](http://www.elsevier.com/gej-ng/10/30/36/44/24/24/Abstract). Html em 22/10/01).
- LIMA, E. F. Petroquímica e prospecção litogeoquímica da área de Merita, Região de Volta Grande, Lavras do Sul, RS. 1985. 187p. Tese (Mestrado) – Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul – RS, Porto Alegre, 1985.
- LIMA, P. F. C. *et al.* *Projeto Apiacás-Caiabis – Reconhecimento geológico. Relatório final.* Goiânia: DNPM/CPRM, 1975. 4v. Inédito. (Relatório do Arquivo Técnico da DSM, 2499), v.1.
- LOPES, R. da C. *Correlação e análise inicial entre as Seqüências Sedimentares registradas em duas sondagens na bacia do Cachimbo.* CPRM: Porto Alegre, 2001. (Relatório Interno.)
- MACAMBIRA, M. J. B. *et al.* Geocronologia da Granitogênese da Província Amazônica Central Brasileira - Uma Revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, n.20, v.1-4, p. 258-266, 1990.
- MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M.; DALL'AGNOL, R. *et al.* Geocronologia e granitogênese da Província Amazônica Central Brasileira: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.20, n. 1, 2, 3, 4, p. 158-266, 1990.
- MADRUCCI, V. *Avaliação dos produtos integrados TM-Landsat, RadarSAT e Gamaespectrométricos na caracterização tectônica e mapeamento geológico de área mineralizada em ouro na região de Alta Floresta.* 189p. 2000. Tese (Doutorado). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos - SP, 2000.
- MANIAR, P. D.; PICCOLI, P. M. Tectonic discrimination of granitoids, *Geological Society of America Bulletin, Pittsburgh*, v.101, p.635-643, may 1989.
- MARAUI, C. A.; VEIGA, A. T. C. Síntese geológica da região de Novo Planeta, Alta Floresta-MT. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, 1985, Belém. Anais... Belém. SBG. Belém, v.1, p. 55-154.*
- MARIA NETTO, A.; ANGEIRAS, A. G. Caracterização preliminar do minério de Au e Ag em terra Nova do

- Norte, Mato Grosso. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG - Minas Gerais, 1998.
- MARIANO, G.; SOBREIRA, M. N. M. O batólito calcioalcalino de alto-K da Serra da Lagoinha, Estados do Ceará e Paraíba: coexistência e mistura de magmas dioríticos com magmas quartzo monzoníticos a graníticos. *Revista Brasileira de Geologia*, v. 29, n.3, p. 319-326, 1999.
- MARTEL, S. J. Formation of compound strike-slip fault zones, Mount Abbot quadrangle, California. *Journal of Structural Geology*, v. 12, n. 7, p. 869-882, 1990.
- MARTIN, H. The mechanisms of petrogenesis of the archaean continental crust – Comparison with modern processes. *Lithos*, v. 30, p. 373-388, 1993.
- McQUEEN, K. G. The nature and origin of a granitoid – Related Gold Deposits at Darque's Reef, Major's Creek, New South Wales. *Economic Geology*, v. 90, p. 1646-1652, 1995.
- MEHNERT, K. R. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. 2 ed. Amsterdam: Elsevier Publishing Company, 1971. 405p. (Developments in Petrology, 1).
- MELO, D. P. de; e FRANCO M. do S.M. Geomorfologia. *In: BRASIL. MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. PROJETO RADAMBRASIL – Folha SC-21 – Juruena*. Rio de Janeiro: Radambrasil, 1980. 456p. (Levantamento de Recursos Naturais, 20).
- MENDOZA, V. Estudos geoquímicos Del no-tectonizado granito Rapakivi Del Parguaza, nordeste Guyana Venezuelana. *In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUIANAS*, 10, Belém, 1975. *Anais...* Belém: DNPM, 1975, p. 628-656.
- MIDDLEMOST, E. A. K. *Magmas and magmatic rocks*. London: Longman, 1985. 266p.
- MIRANDA, J. G. de. *A produção de ouro no estado de Mato Grosso*. 1997. 106p. Tese (Mestrado) – Instituto de Geociências – Administração e Política de Recursos Minerais. Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP, Campinas-SP, 1997.
- MIYASHIRO, A. *Metamorphism and metamorphic belts*. 2 ed. Londres: George Allen et Unwin, 1975. 492p.
- MONTALVÃO, R. M. G. *et al.* Geologia. *In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RadamBrasil. Folha NA. 20 – Boa Vista e parte das Folhas NA. 21 – Tumucumaque, NB. 20 – Roraima e NB. 21*. Rio de Janeiro: RadamBrasil, 1975, p.13-137. (Levantamento de Recursos Minerais, 8).
- MOOKHERJEE, A. Ores and metamorphism: temporam and genetic relationships. *In: WOLF, K. H.* (Edit.). *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1976, p. 203-260.
- MORETON, L. C.; MARTINS, E. G. Peixoto de Azevedo Gold District Geology, Mato Grosso State, Amazon Craton, Brasil. *In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS*, 31., 2000, Rio de Janeiro. *Abstract Volume...* Rio de Janeiro: CPRM, 2000 1 CD-ROM.
- MORETON, L. C.; MARTINS, E. G. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN ALTA FLORESTA). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Guarita - SC.21-Z-B*. Brasília: CPRM, 2003.
- MORRISON, G. W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonitic rock association. *Lithos*, n. 13, p.98-108, 1980.
- MOURA, M. A. *O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia*. 1998. 238p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília-UnB, Brasília, 1998.
- MOURA, P. de. Reconhecimentos geológicos no vale do Tapajós. *Bol. Serv. Geol. Mineral.*, Rio de Janeiro, n.67, 1932, p.1-49.
- MOURA, P. de. Reconhecimentos geológicos no vale do Tapajós. *Boletim Serv. Geol. Mineral.*, Rio de Janeiro, n.67, 1932, p.1-49.
- NABELEK, P. I.; BARTLETT, C. D. Petrologic and geological links between the post-collisional Proterozoic Harney Peak leucogranite, South Dakota, USA, and its source rocks. *Lithos*, n. 45, p. 71-86, 1998.
- NAIER, G. *et al.* General geology of the Bingham Mine, Bingham Canion, UTAH. *Econ. Geol.*, n. 73, p. 1.228-1.241, 1978.
- NARDI, L. Y. S. As rochas granitóides da série shoshonítica. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, n.1, p. 3-10, 1986.
- NEDER, R. D.; COLLINS, C. FIGUEIREDO, B. R.; LEITE, J. A. D. O depósito polimetálico de Aripuanã Mato Grosso, Brasil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG-Minas Gerais, 1998, p. 153.
- NEDER, R. D.; FIGUEIREDO, B. R.; BEAUDRY, C. *et al.* The expedito massive sulphide deposit, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 2, p. 222-225, 2000.
- NELSON, B. K.; DE PAOLO, D. J. Rapid production of continental crust 1.7 to 1.9 b.y. ago: Nd isotopic evidence from the basement of the North American mid-continent. *Geol. Soc. Am. Bull.*, n.96, p.746-754, 1985.

- OLIVEIRA, A. da S. *et al.* Geologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. *Projeto RadamBrasil. Folha NA.21 - Tumucumaque e parte da Folha NB.21.* Rio de Janeiro: RadamBrasil, 1975. p. 22-118. (Levantamento de Recursos Naturais, 9).
- OLIVEIRA, A. I. de; LEONARDOS, O. H. *Geologia do Brasil.* Rio de Janeiro: Comissão Brasileira dos Centenários Portugal, 1940. 472p. il.
- OLIVEIRA, C. C. de. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. *Folha SD. 22-Z-C-VI - Itaguaru.* Esc. 1:100.000. Brasília: MME/CPRM, 1997. 107p.
- OLIVEIRA, C. C. De; ALBUQUERQUE, M. C. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN ALTA FLORESTA). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Alta Floresta - SC. 21-Z-X-C.* Brasília: CPRM, 2003.
- OLIVEIRA, C. C.; ALBUQUERQUE, M. C. de. Projeto *Província Mineral de Alta Floresta: Relatório de Integração Geológica.* Goiânia: CPRM, 2003.
- OLIVEIRA, R. G. de; ESCOBAR, Í. P. *Projeto Alta Floresta. Interpretação dos dados gravimétricos.* Goiânia: CPRM, 2002. (Relatório Interno).
- PASSCHIER, C. W.; MYERS, J. S.; KRONER, A. *Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau.* Trad. Mario Figueiredo. São Paulo: Edusp, 1993. 188p.
- PATERSON, S.; FOWLER JR., K. Re-examining pluton emplacement processes. *Journal of Structural Geology*, v. 15, n. 2, p. 191-206, 1993.
- PEACOCK, M. A. Classification of igneous rock series. *J. Geol. Chicago*, n. 39, p. 54-67, 1931.
- PEARCE, J. A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R. S. (Ed.) *Andesites.* New York: John Wiley of Sons, 1982, p. 525-548.
- PEARCE, J. A.; CANN, J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses, earth planet. *Sci. Lett.*, n. 19, p. 290-300, 1973.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *J. Petrology*, v.25, Part 4, p.956-983, 1984.
- PEDREIRA, A. J. *Estudo das Bacias Sedimentares – Regiões de Alta Floresta, Matupá e Serra do Cachimbo.* Salvador: CPRM, 2000. (Relatório de Viagem).
- PESSOA, M. R. *et al.* *Projeto Jamaxim. Relatório Final.* Manaus: DNPM/CPRM, 1977. 8v.
- PETRASCHECK, W. E. Typical features of metallogenic provinces. *Economic Geology*, v. 60, p. 1620-1634, 1965.
- PETTERSON, S. R.; VERNON, R. H.; HOBISCH, T. A. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, v. 11, n. 3, p. 349-363, 1989.
- PIMENTEL, M. *Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta.* Brasília: UnB, 2001. (Relatório Interno).
- PINHEIRO, S. da S. e FERREIRA, A. L. *Sugestão para a definição da denominação Formação Palmares, Região do Alto Tapajós, Sudoeste do Pará. Projeto Promin-Tapajós.* Manaus: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 1999. 4p. (Relatório Interno).
- PINHO, M. A. S. B. *et al.* Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri, porção centro-sul do Cráton Amazônico – Aripuanã - Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 31, n. 1, p. 37-42, 2001.
- PINHO, M. A. S.; SCHMUS, W. R.; CHEMALE JR.; F. Nd isotopic composition, U-Pb age and geochemistry of paleoproterozoic magmatism of the Southwestern Amazonian Craton – Mato Grosso, Brazil. In: BETTENCOURT, J. S. *et al.* Workshop Geology of the SW Amazonian Craton: State-of the – art. *Extended abstract...* p. 83-85, 2001.
- PINHO, M.; LIMA, E. F.; PINHO, F. E. C. Aspectos Petrográficos da Formação Iriri na Região do Cedro Bom, Aripuanã-MT. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 7, Cuiabá, 1997. *Anais...* Cuiabá: Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Centro-Oeste, 1997, p.30-31.
- PINHO, M. A. de S. B. *Petrografia, geoquímica e geocronologia do magmatismo bimodal paleoproterozóico ocorrente no norte do Estado de Mato Grosso.* 2001. 162p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 2001.
- PITCHER, W. S. *Granite type and tectonic environment.* Mountain: Building Process – Academic Press, 1982, p. 19-40.
- POLLARD, P. J.; PICHAVANT, M.; CHAROY, B. Constrasting evolution of fluorine and baron-rich tin systems. *Mineralium Deposita*, n. 22, p. 315-321, 1987.
- POLLARD, P. J.; WILLIAMS, P. The olympic dam Cu-Au-REE deposits. In: POLLARD, P.; WILLIAMS, P. J. (eds.) *Short course on FE oxide - copper-gold deposits (The Candelaria - Ernest Henry - Plympic Dam Jamily).* London: 21 Aug, 1999. (Parte E., E-1 a E-9).
- PSHENICHNY, C. A.; GRIGORIEV, S. I. Late Mesozoic post-collisional intermediate to silicic magmatism in the Badjal area, Far east of Russia. *Lithos*, n. 45, p. 457-468, 1998.

- RAMSAY, J. G.; HUBER, M. I. *The techniques of modern structural geology*. London: Academic Press, 1987. 307p. 2v.
- RAPELA, C. W.; PANKHURST, R. J. Monzonite suites: the innermost Cordilleran plutonism of Patagonia. *Trans. R. Soc. Edinburgh: earth sci.*, v.87, 1996, p.193-203.
- READING, H. G. *Sedimentary environments and Facies*. 2 ed. Boston: Blackwell Scientific Publications, 1989. 615p.
- REYMER, A.; SCHUBERT, G. Rapid growth of some major segments of continental crust. *Geology*, v. 14, p. 299-302, 1986.
- RIBEIRO, P. S. E. *et al.* As mineralizações Auríferas da Província Alta Floresta e suas relações com o Arco Magmático Juruena. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 7, 2001, Belém. *Resumos Expandidos...* Belém: SBG – Núcleo Norte, 2001. Cd Rom.
- RIBEIRO, P. S. E.; VILLAS BOAS, P. F. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Projeto Província Mineral de Alta Floresta (PROMIN Alta Floresta). Geologia e Recursos Minerais da Folha São João da Barra – SC.21-V-D. Brasília: CPRM, 2003.
- RICKWOOD, P. C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, n.2, p. 247-263, 1989.
- ROGERS, J. J.; GREENBERG, J. K. Trace-elements in continental-margin magmatism: part III. Alkali granites and their relationship to carbonization. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 92, n. 1, p. 6-9, 1981.
- SÁ, E. F. J. de. Revisão sobre análise estrutural – Parte I – Conceituação básica e aplicações. *Ciências da Terra*, n. 5, p. 24-35, 1982.
- SÁ, E. F. J. de. Revisão sobre análise estrutural – Parte II – Algumas aplicações e tópicos adicionais. *Ciências da Terra*, n. 8, p. 7-16, 1983.
- SAES, G. S.; LEITE, J. A. D. Estratigrafia e ambientes deposicionais das seqüências proterozóicas das bacias Cachimbo e Caiabis/Aripuanã, sudoeste do Cráton Amazônico. Cuiabá: UFMT - Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Departamento de Recursos Minerais, 2002. 20p. (Relatório inédito).
- SANTIAGO, A. F.; SANTOS, J. O. S.; MAIA, R. G. N. Estratigrafia preliminar da Bacia Sedimentar do Alto Tapajós. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31, 1980, Balneário Camboriú. *Anais...* Balneário Camboriú: SBG, 1980, v. 2, p. 786-797.
- SANTOS *et al.* Complexo Uatumã - conotação estratigráfica para produtos de ativação da plataforma no Escudo do Guaporé. *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31, Camboriú, SBG, 1980. *Anais...* Balneário de Camboriú: SBG, 1980, p. 798-811.
- SANTOS, D. B. dos. *O Grupo Beneficente*. Belém: Projeto RADAMBRASIL, 1977. 7p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 128-G).
- SANTOS, D. B. *et al.* *In: BRASIL. MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA. PROJETO RADAMBRASIL. Folha SB.21 Tapajós*. Rio de Janeiro: DNPM, 1975. p.15-116 (Levantamento de Recursos Naturais, v.7).
- SANTOS, J. O. S. *et al.* A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, v.3, n. 4, p. 453-488, 2000.
- SANTOS, R. A. *Contribuição à análise estrutural de mineralizações auríferas do Norte de Mato Grosso*. Salvador: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2000. (Relatório Consultoria Interna – Diretoria de Geologia e Recursos Minerais – Departamento de Geologia / Divisão de Geologia Básica – Projeto Promin-Alta Floresta.)
- SANTOS, R. A. *Contribuição ao conhecimento geológico regional e estudo de mineralizações auríferas do Norte de Mato Grosso*. Salvador: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2001.
- SATO, K.; TASSINARI, C. C. G. Principais Eventos de acreção Continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio unico e estágio duplo. *In: COSTA, M. L. da; ANGÉLICA, R. S. Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém: FINEP/SBG, 1997. p. 91-129.
- SCABORA, J. A. *et al.* *Projeto Mogno Alta Floresta, Mato Grosso*. Relatório Parcial de Exploração. [s.l.]: Mineração Santa Elina, 1997. v.1.
- SCHOBENHAUS FILHO, C. *et al.* Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:250.000. Brasília: DNPM, 1984.
- SILLITOE, R. H. Granites and metal deposits. *Episodes*, v.19, n.4, 1996. p.126-133.
- SILVA NETO, C. S.; SANTOS, C. A.; PEREIRA, E. R.; GUIMARÃES, L. R. *Projeto Apiacás. Relatório de Progresso II*. Belém: Convênio DNPM/CPRM, 1980. 2v.
- SILVA, G. G. da; ISSLER, R. S. *Sienito Canamã, uma possibilidade metalogenética na Amazônia*. Belém: Projeto RadamBrasil, 1974. 14p. (Relatório Interno RADAM, 20-G).
- SILVA, G. G.; LIMA, M. I. C.; ANDRADE, A. R. F.; ISSLER, R. S.; GUIMARÃES, G. *Folha SB.22 - Ara-*

- guaia e parte da Folha SC.22 - Tocantins. In: BRASIL. DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL. *PROJETO RADAMBRASIL. Folha SB.22 - Araguaia e parte da Folha SC.22 - Tocantins*. Rio de Janeiro, 1974. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- SILVA, G. H. et al. *Esboço geológico de parte da Folha SC.21 - Juruena*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre (RS), 1974. *Anais...* Porto Alegre: SBG – Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. v.4, p. 309-320.
- SILVA, G. H.; LEAL, J. W. L.; MONTALVÃO, R. M. G. Geologia. In: BRASIL. DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL. *PROJETO RADAMBRASIL. Folha SC.21-Juruena: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, 1980. 456 p., p. 21-116. (Levantamento de Recursos Naturais, 20).
- SIQUEIRA, A. J. B. *Geologia da Mina de Ouro Filão do Paraíba, Região de Peixoto de Azevedo, Norte de Mato Grosso*. 1997. 87p. Tese. (Dissertação de Mestrado) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1997.
- SLEEP, N. H.; WINDLEY, B. F. Archean plate tectonics: constraints and inferences. *Journal of Geology*, v. 90, p. 363-379, 1982.
- SOUZA, A. M. M. et al. *Projeto São Manuel. Relatório de Progresso*. Belém: DNPM-CPRM, 1979. 46p.
- SOUZA, A. M. M. et al. Reconhecimento geológico no limite Mato Grosso – Pará, Projeto São Manuel. Brasília: DNPM/CPRM, 1979. 27p. II.
- SYLVESTER, A. G. Strike-slip faults. *Geological Society of American Bulletin*, v. 100, p. 1666-1703, 1988.
- SYLVESTER, P. J. Post-Collisional Alkaline Granites. *Journal of Geology*, v.97, p.261-280, 1989.
- SYLVESTER, P. J. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, n. 45, p. 1-28, 1998.
- TASSINARI, C. C. G. *A evolução geotectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica*. 1981. 101p. Tese. (Dissertação de Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP, São Paulo, 1981.
- TASSINARI, C. C. G. et al. Geochronological Systematics on Basement Rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian craton) and tectonic implications. *Inter. Geol. Rev.*, v.38, n.2, 1996, p.161-175.
- TASSINARI, C. C. G. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos*. 1996. 139p. Tese. (Livre-Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – USP, São Paulo, 1996.
- TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA M. J. B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.
- TASSINARI, C. C. G.; TEIXEIRA, W. *Estudo geocronológico e estratigráfico das rochas pré-cambrianas da Folha SC-21 Juruena*. Salvador: Projeto RADAMBRASIL, 1978. N.p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 168-G).
- TASSINARI, C. C. G.; TEIXEIRA, W.; SIGA JÚNIOR, O. Considerações cronoestratigráficas da região das chapadas do Cachimbo e Dardanelos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978, v.1, p.477-490.
- TAUSON, L.V. Geochemistry and metallogeny of the Latitic series. *Inter. Geol. Rev.*, n. 25, p. 125-135, 1983.
- TAYLOR, S. R.; McLENNAN, S. M. *The continental crust*. Oxford: Blackwell, 1985. 312p.
- TEIXEIRA, W.; AKIMOTO, H.; SIGA JR., O.; SATO, K. A evolução geocronológica dos terrenos granítico-gnáissico-migmatíticos ao sul da Faixa Canastra, sudoeste de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5, 1989, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG-Núcleo de Minas Gerais, 1989. Boletim 10, p. 243-246.
- THORPE, R. S.; BROWN, G. C. *The field description of Igneous Rocks*. New York: Open University Press, 1985. 154p. (Geological Society of London, Handbook Series).
- TOBISCH, Othmar T.; PATERSON, Scott R. Analysis and interpretation of composite foliations in areas of progressive deformation. *Journal of structural geology*, v. 10, n. 7, p. 745-754, 1988.
- TOURIGNY, G.; TRENBLAY, A. Origin and incremental evolution of brittle/ductile shear zones in granitic rocks: natural examples from the southern Abitibi Belt, Canada. *Journ. of Struct. Geology*, v. 19, n. 1, p. 15-27, 1997.
- TUCKER, M. E. *The field description of Sedimentary Rocks*. New York: Open University Press, 1985. 110p. (Geological Society of London, Handbook Series).
- TURNER, F. D.; VERHOOGEN, D. *Igneous and metamorphic petrology*. New York: MacGraw-Hill Book Co., 1960. 649p.
- VALENTE, C. R. *Características dos cinturões móveis do cráton amazônico*. Goiânia: CPRM, 1999. Inédito.
- VALENTE, C. R. *Imagens TM-Landsat 5 e Fusão de Imagens (IHS) TM com dados aerogeofísicos e geoquímicos (Au, Fe, Cr em sedimentos de corrente)*. Goiânia: CPRM, 2001. CD Rom.

- VASQUEZ, M. L. *et al.* Magmatismo Uatumã na Província Tapajós. Novos dados geocronológicos. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA*, 6, 1999, Manaus. *Boletim de Resumos...* Manaus: SBG-Sociedade Brasileira de Geologia, 1999, p.471-474.
- VASQUEZ, M. L.; RICCI, P. dos S. F.; KLEIN, E. L. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. *In: KLEIN, E. L.; VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. da. (Eds). Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém: SBG-NO, 2002. v. 3
- WERNICK, E. A type granites and post-collisional rapakivi granites. *In: BETTENCOURT, J. S.; TEIXEIRA, W.; PACCA, I. I. G.; GERALDES, M. C.; SPARREBERGER, J. (eds.). Workshop Geology of the SW Amazonian Craton: State-of the – art*. Extended abstract. São Paulo: University of São Paulo, 2001.156p.
- WERNICK, E.; GALEMBECK, T. M. B.; DANTAS, E. L.; MENEZES, A. C. Arc-related rapakivi granites from the Ribeira fold belt, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 20-24, 2000.
- WILDNER, W. *Projeto Província Mineral Alta Floresta. Seqüências Vulcano e Metavulcano-Sedimentares da Região de Alta Floresta*. Porto Alegre: CPRM, 2001. 11p. (Relatório de Campo).
- WINKLER, H. G. F. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. [s.l.]: Ed. Springer Verlag, 1997. 334p.
- WIT, M. J. de; HART, R. A. Earth's earliest continental lithosphere, hydrothermal flux and crustal recycling. *Lithos*, v. 30, p. 309-335, 1993.
- WOODCOCK, N. H. *The role of strike-slip fault systems at plate boundaries*. Phil. Trans. R. Soc. Lond, A317, p. 13-29, [s.d.]
- WYBORN, L. A. I.; WYBORN, D.; WARREN, R. G.; DRUMMOND, B. J. Proterozoic granite types in Australia: implications for lower crust composition, structure and evolution. *Trans, R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, v. 83. p.201-209, 1992.

SÚMULA DOS DADOS DE PRODUÇÃO

Caminhamento Geológico	3.800 km
Afloramentos descritos	385
Amostras de rochas	350
Análises petrográficas descritas	297
Amostras de sedimentos de corrente	196
Amostras de concentrado de bateia	173
Garimpos visitados	5
Análises químicas para elementos maiores e menores	34
Análises químicas para elementos-traço	34
Análises químicas para elementos terras-raras	34
Determinações geocronológicas: 2 (método U/pb) e 1 (método Pb/Pb)	3
Levantamento Gravimétrico	100 km

Documentos anexos ao Relatório:

- Carta Geológica (escala 1:250.000)
- Mapa de Estações Geológicas (escala 1:250.000)

Documentos disponíveis em arquivos eletrônicos:

- Fichas de afloramentos (Base AFLORA)
- Fichas de análises petrográficas (Base PETRO)
- Fichas de cadastramento de ocorrências minerais (Base META)

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil

Folhas em Execução

NA.19-Z	Alto Rio Negro ⁹	SC.21-Z-A	Ilha 24 de Maio ¹	SE.22-V-A	Guiratinga ¹
NA.20	Boa Vista ⁸	SC.24-V-A-I	Riacho Queimadas ¹	SE.23-Z-B-IV	Serro ¹
SA.22-X-D	Belém ⁸	SD.22-Z-A	Itapaci ¹	SE.23-Z-D-I	Conceição do Mato Dentro ¹
SB.22-X-B	Rondon do Pará ⁴	SD.22-Z-B	Uruaçu ¹	SG.22-X-B	Itararé ¹
SC.20	Porto Velho ⁸	SD.24-Y-B	Ilhéus ¹	SH.22	Porto Alegre ⁸

Folhas Impressas

NA.20-X	Borda Oeste	SB.24-Z-D-V	Sumé ¹ (CD-ROM)	SD.23-Z-D-IV	Janaúba ³
NA.20-Y	Creporizão (Geoquímica) (CD-ROM)	SB.25-V-C	Natal ²	SD.23-Z-D-V	Rio Pardo de Minas ³
NA.20-X-C-III	Roraima Central ⁹ (CD-ROM)	SB.25-V-C-IV	João Câmara ¹	SD.24-V-A-I	Seabra ² (CD-ROM)
NA.20-X-C-VI	Serra Imeri ¹ (CD-ROM)	SB.25-Y-C-V	Limoeiro ¹	SD.24-V-A-II	Utinga ¹
NA.20-Z	Paredão ¹	SC.20-V-B-V	Porto Velho ¹	SD.24-V-A-V	Lençóis ¹
NB.20-Z-B-V	Serra do Ajarani ¹	SC.20-V-C-V	Abunã ¹	SD.24-V-C	Livramento do Brumado
NB.20-Z-B-VI	Caracará ⁹ (CD-ROM)	SC.20-V-C-VI	Mutumparaná ¹	SD.24-V-C-II	Mucugê ¹
NB.20-Z-D-II	Monte Roraima ¹	SC.20-V-D-I	Jaciparaná ¹	SD.24-Y-A	Vitória da Conquista ²
NB.20-Z-D-III	Monte Caburai ¹	SC.20-Z-C-V	Paulo Saldanha ¹ (CD-ROM)	SD.24-Y-B-V	Ibicarai ¹
NB.20-Z-D-V	Rio Quinó ¹	SC.20-Z-C-VI	Rio Pardo ¹ (CD-ROM)	SD.24-Y-B-VI	Itabuna ¹
NB.20-Z-D-VI	Rio Cotingo ¹	SC.21-Z-C	Alta Floresta	SE.21-Y-D	Corumbá ¹ (CD-ROM)
NB.21-Y-A-IV	Vila Pereira ¹	SC.22-X-A	Redenção ⁴ (CD-ROM)	SE.22-V-B	Iporá ¹ (CD-ROM)
NB.21-Y-C-I	Rio Viruquim ¹	SC.22-X-B	Conceição do Araguaia ⁴ (CD-ROM)	SE.22-X-A	São Luis de Montes Belos ²
SA.20-V	Sem denominação	SC.23-Y-D	Formosa do Rio Preto ¹	SE.22-X-A-II	Sanclerlândia ¹ (CD-ROM)
SA.23-Z	Sem denominação	SC.23-X-D-IV	Campo Alegre de Lourdes ¹ (CD-ROM)	SE.22-X-A-III	Itaberai ¹
SA.23-Z-C	Rio Cuiuni ¹	SC.23-X-D-I	Peixe (CD-ROM)	SE.22-X-A-IV	Nazário ¹
SA.22-Y-D	São Luis NE/SE ⁸ (CD-ROM)	SC.23-Z-A/Y-B	Curimatá/Corrente ¹ (CD-ROM)	SE.22-X-B	Goianá ² (CD-ROM)
SA.23-V-C	Itapecuru-Mirim ⁴ (CD-ROM)	SC.23-Z-C	Santa Rita de Cássica ¹	SE.22-X-B	Goianá ⁹ (1999) (CD-ROM)
SA.23-V-D	Altamira ⁴ (CD-ROM)	SC.24-V-A	Paulistana ¹	SE.22-X-B-I	Nerópolis ¹
SA.23-V-E	Castanhal ⁴ (CD-ROM)	SC.24-V-A-II	Paulistana ¹	SE.22-X-B-II	Anápolis ¹
SA.23-V-F	Turiação ⁴ (CD-ROM)	SC.24-V-A-III	Santa Filomena ¹	SE.22-X-B-IV	Goianá ¹ (CD-ROM)
SA.23-V/G	São Luis SW/NW ⁸	SC.24-V-A-IV	Barra do Bonito ¹	SE.22-X-B-V	Leopoldo de Bulhões ¹
SA.23-X-C	Cururupu ⁴ (CD-ROM)	SC.24-V-A-V	Afrânio ¹	SE.22-X-B-VI	Caraíba ¹
SA.23-X-D	Pinheiro ⁴ (CD-ROM)	SC.24-V-A-VI	Riacho do Caboclo ¹	SE.22-X-D	Morrinhos ²
SA.23-Y-B	São Luis ⁴ (CD-ROM)	SC.24-V-B-IV	Cristália ¹	SE.23-V-B	São Romão ²
SA.23-Z-A	Santa Inês ⁴ (CD-ROM)	SC.24-V-C	Petrolina ¹	SE.23-Z-B	Guanhães ²
SA.23-Z-B	Irauçuba ³ (CD-ROM)	SC.24-V-C-III	Petrolina ¹	SE.23-Z-C	Belo Horizonte ²
SB.20-Z-B-VI	Mutum ¹	SC.24-V-D	Uauá ²	SE.23-Z-C-VI	Belo Horizonte ¹ (CD-ROM)
SB.21-V-D	Vila Mamãe Anã ⁸ (CD-ROM)	SC.24-V-D-I	Itamotinga ¹	SE.23-Z-D	Ipatinga ²
SB.21-X-C	Caracol ⁸ (CD-ROM)	SC.24-X-A	Belém de S. Francisco ¹ (CD-ROM)	SE.23-Z-D-IV	Itabira ¹ (CD-ROM)
SB.21-Y-B	Jacareacanga ⁸ (CD-ROM)	SC.24-X-C-V	Santa Brígida ¹ (CD-ROM)	SE.24-V-A	Almenara ²
SB.21-Z-A	Vila Riozinho ⁸ (CD-ROM)	SC.24-X-C-VI	Piranhas ¹ (CD-ROM)	SE.24-Y-C-V	Baixo Guandu ¹
SB.21-Z-C	Rio Novo ² (CD-ROM)	SC.24-X-D-V	Arapiraca ¹ (CD-ROM)	SE.24-Y-C-VI	Colatina ¹
SB.22-Y-B	São Félix do Xingu ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Y-B	Senhor do Bonfim ²	SF.21	Campo Grande ⁸ (CD-ROM)
SB.22-X-C	Serra Pelada ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Y-B-VI	Euclides da Cunha ³	SF.21-V-B	Aldeia Tomásia ¹ (CD-ROM)
SB.22-X-D	Marabá ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Y-C	Jacobina ² (CD-ROM)	SF.21-V-D	Porto Murtinho ¹ (CD-ROM)
SB.22-Z-A	Serra dos Carajás ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Y-C-V	Morro do Chapéu ¹ (CD-ROM)	SF.21.X.A	Aquidauana ¹ (CD-ROM)
SB.22-Z-B	Xambioá ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Y-D	Serrinha ¹ (CD-ROM)	SF.23-V-D-V-4	São Gonçalo do Sapucaí ¹
SB.22-Z-C	Xinguara ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Y-D-II	Gavião ¹	SF.23-X-B-I	Mariana ¹ (CD-ROM)
SB.22-Z-D	Araguaína ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Y-D-IV	Mundo Novo ¹	SF.23-X-B-II	Ponte Nova ¹
SB.23-V-A	Açailândia ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Y-D-V	Pintadas ¹	SF.23-X-B-IV	Rio Espera ¹ (CD-ROM)
SB.23-V-B	Vitorino Freire ⁴ (CD-ROM)	SC.S4-Y-D-VI	Serrinha ¹	SF.23-X-C-III	Barbacena ¹ (CD-ROM)
SB.23-V-C	Imperatriz ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Z	Aracaju SW ⁸	SF.23-X-C-VI	Lima Duarte ¹
SB.23-V-D	Barra do Corda ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Z	Aracaju SE ⁸	SF.23-X-D-I	Rio Pomba ¹
SB.23-X-A	Bacabal ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Z-A-II	Jeremoabo ¹	SF.23-Y-B-II-2	Heliodora ¹
SB.23-X-B	Caxias ⁴ (CD-ROM)	SC.24-Z-A-III	Carira ¹	SF.24-V-A-II	Afonso Cláudio ¹
SB.23-X-C	Presidente Dutra ⁴ (CD-ROM)	SC.25-V-A-II	Vitória de Santo Antão ¹	SF.24-V-A-III	Domingos Martins ¹
SB.24-X	Aracaju NE ⁸ (CD-ROM)	SD.21-Y-C-II	Pontes e Lacerda ¹	SF.24-V-A-V	Cachoeiro de Itapemirim ¹
SB.24-Y	Jaguaribe SW ⁸ (CD-ROM)	SD.21-Z-A	Rosário do Oeste ²	SF.24-V-A-VI	Piúma ¹
SB.24-Z	Jaguaribe SE ⁸ (CD-ROM)	SD.21-Z-C	Cuiabá ²	SG.22-Z-B	Joinville ²
SB.24-V-C-III	Cratêus ¹	SD.22-X-D	Porangatu ²	SG.22-Z-D-I-2	Botuverá ¹
SB.24-V-D-V	Mombaça ¹	SD.22-Z-B	Uruaçu ²	SG.22-Z-D-II-1	Brusque ¹
SB.24-X-B/D	Areia Branca/Mossoró ²	SD.22-Z-C	Ceres ²	SG.22-Z-D-V	Florianópolis ¹
SB.24-Y-B	Iguatu ¹ (CD-ROM)	SD.22-Z-C-II	Morro Agudo ¹	SG.22-Z-D-VI	Lagoa ¹
SB.24-Y-B-II	Catarina ¹	SD.22-Z-C-V	Goias ¹ (CD-ROM)	SH.22-V-C-IV	Santa Maria
SB.24-Y-C-V	Patos ¹ (PI)	SD.22-Z-C-VI	Itaguara ¹	SH.22-X-B-IV	Criciúma ¹ (CD-ROM)
SB.24-Y-C-VI	Simões ¹	SD.22-Z-D	Goianésia ²	SH.22-Y-A	Cachoeira do Sul ²
SB.24-Z-B	Caicó ¹ (CD-ROM)	SD.22-Z-D-IV	Jaraguá ¹	SH.22-Y-A	Cachoeira do Sul ² (CD-ROM)
SB.24-Z-B-II	Currais Novos ³	SD.22-Z-D-V	Pirenópolis ¹	SH.22-Y-C	Pedro Osório ¹ (CD-ROM)
SB.24-Z-B-V	Jardim do Seridó ³	SD.23-X-B	Ibotirama ²	SH.22-Y-A-I-4	Passo do Salsinho ¹
SB.24-Z-C	Serra Talhada ¹ (1999) (CD-ROM)	SD.23-X-C-V	Coribe ¹	SH.22-Y-B	Porto Alegre ¹
SB.24-Z-C-VI	Afogados da Ingazeira ¹	SD.23-X-D	Bom Jesus da Lapa ²	² Geol. E Rec. Min. do E. de Sergipe (CD-ROM)	
SB.24-Z-D-I	Patos ¹ (PB)	SD.23-Y-C	Brasília ²	Mapa Geológico Internacional (CD-ROM)	
SB.24-Z-D-II	Juazeirinho ¹	SD.23-Y-D	Buritit ²	Paleontologia das Bacias do Parnaíba e São Luís	
SB.24-Z-D-IV	Monteiro ¹	SD.23-Z-D-II	Monte Azul ³		

Folhas em Edição

SF.23-X-C-VI	Lima Duarte ¹
SF.23-X-D-I	Rio Pomba ¹

¹Levantamento Geológico/Geoquímico/Metalogenético nas escalas 1:500.000, 1:250.000, 1:100.000, 1:50.000; ²Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais escala 1:250.000; ³Mapas de Previsão de Recursos Hídricos Subterrâneos escala 1:100.000; ⁴Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás – Subprojeto Recursos Minerais; ⁵Levantamento geológico visando ao meio ambiente; ⁶Levantamentos aerogeofísicos; ⁷Integração geológica/geoquímica de regiões metropolitanas; ⁸Integração geológico/metalogenética nas escalas 1:500.000 e 1:250.000; ⁹Mapeamento Geológico/Metalogenético da Região Amazônica na escala 1:500.000.

Folhas Concluídas
Disponíveis para consulta

NA.20-X-B	Uraricoera ²	SC.24-X-A	Floresta ²	SF.21-V-B	Baía Negra ²
NA.21-V-A	Conceição do Maú ²	SC.24-X-B	Garanhuns ²	SF.21-X-A	Miranda ²
NA.20-X-D	Boa Vista ²	SC.24-X-C	Paulo Afonso ²	SF.23-V-A-II.2	Rio São Lourensinho ⁷
NA.20-Z-B	Caracaraí ²	SC.24-X-D	Santana do Ipanema ²	SF.23-V-A-III.1	Itanhaém ⁷
NB.20-Z-B e		SC.24-Y-A	Mirangaba ²	SF.23-V-A-III.2	Mangagua ⁷
NB.21-Z-A	Monte Roraima ²	SC.24-Z-A	Jeremoabo ²	SF.23-Y	Rio de Janeiro SW ⁸
NB.20-Z-D	Vila Surumu ²	SC.24-Z-B/D	Aracaju/Estância ²	SF.23-Y-A-V.4	Campinas ⁷
NB.21-Y-C	Rio Maú ²	SC.24-Z-C	Tobias Barreto ²	SF.23-Y-A-VI.3	Valinhos ⁷
NA.21-Z-B	Rio Citaré ²	SC.25-V-A	Recife ²	SF.23-Y-C-II.2	Indaiatuba ⁷
NA.22-V-B	Rio Oiapoque ²	SC.25-V-C	Maceió ²	SF.23-Y-C-II.4	Cabreúva ⁷
NB.22-Y-D	Cabo Orange ²	SD.20-V-B	Príncipe da Beira ²	SF.23-Y-C-III.1	Jundiaí ⁷
NA.22-V-D	Lourenço ²	SD.20-X-A	Pedras Negras ²	SF.23-Y-C-III.2	Atibaia ⁷
NA.22-Y-A	Serra do Tumucumaque ²	SD.20-X-B	Vilhena ²	SF.23-Y-C-III.3	Santana do Parnaíba ⁷
NA.22-Y-B	Rio Araguari ²	SD.20-X-C	Ilha do Sossego ²	SF.23-Y-C-III.4	Guarulhos ⁷
NA.22-Y-D	Macapá ²	SD.20-X-D	Pimenteiras ²	SF.23-Y-C-V.2	São Roque ⁷
SA.21-X-B	Rio Maicuru ²	SD.21-Y-C	Mato Grosso ²	SF.23-Y-C-V.4	Juquitiba ⁷
SA.24-Y-A	Parnaíba ²	SD.21-Y-D	Barra do Bugres ²	SF.23-Y-C-VI.1	Itapeçerica da Serra ⁷
SA.24-Y-B	Acarau ²	SD.22-X-A	Araguaçu ²	SF.23-Y-C-VI.2	São Paulo ⁷
SA.24-Y-C	Granja ²	SD.22-X-B	Alvorada ²	SF.23-Y-C-VI.3	Imbu-Guaçu ⁷
SA.24-Y-D	Sobral ²	SD.22-X-C	São Miguel do Araguaia ²	SF.23-Y-C-VI.4	Riacho Grande ⁷
SA.24-Z-C	Fortaleza ²	SD.22-Y-D	Barra do Garças ²	SF.23-Y-D-I.1	Piracaia ⁷
SB.22-X-C	Rio Itacaiúnas ²	SD.22-Z-A	Mozarlândia ²	SF.23-Y-D-I.2	Igaratá ⁷
SB.22-X-D	Marabá ²	SD.23-V-A	Arraias ²	SF.23-Y-D-I.3	Itaquaquecetuba ⁷
SB.22-Z-A	Rio Paraopebas ²	SD.23-V-C	Campos Belos ²	SF.23-Y-D-I.4	Santa Isabel ⁷
SB.24-V-A	Piripiri ²	SD.23-X-A	Barreiras ²	SF.23-Y-D-II.3	Jacarei ⁷
SB.24-V-B	Quixadá ²	SD.23-X-C	Santa Maria da Vitória ²	SF.23-Y-D-IV.1	Suzano (Mauá) ⁷
SB.24-V-C	Crateús ²	SD.23-Y-A	São João d'Aliança ²	SF.23-Y-D-IV.2	Mogi das Cruzes ⁷
SB.24-V-D	Quixeramobim ²	SD.23-Z-A	Manga ²	SF.23-Y-D-IV.3	Santos ⁷
SB.24-X-A	Aracati ²	SD.23-Z-B	Guanambi ²	SF.23-Y-D-IV.4	Bertioga ⁷
SB.24-X-C	Morada Nova ²	SD.24-V-A	Seabra ²	SF.23-Y-D-V.1	Salesópolis ⁷
SB.24-Y-A	Valença do Piauí ²	SD.24-V-B	Itaberaba ²	SF.23-Y-D-V.2	Pico do Papagaio ⁷
SB.24-Y-B	Iguatu ²	SD.24-V-D	Jequié ²	SF.23-V-A	Franca ²
SB.24-Y-C	Picos ²	SD.24-X-C	Jaguaribe ²	SF.23-V-B	Furnas ²
SB.24-Y-D	Juazeiro do Norte ²	SD.24-X-A	Salvador ²	SF.23-V-C	Ribeirão Preto ²
SB.24-Z-A	Souza ²	SD.24-Y-B	Ilhéus ²	SF.23-V-D	Varginha ²
SB.24-Z-B	Caicó ²	SD.24-Z-A	Itacaré ²	SF.23-X-A	Divinópolis ²
SB.24-Z-D	Patos ²	SD.24-Y-C	Rio Pardo ²	SF.23-X-B	Ponte Nova ² (CD-ROM)
SB.25-Y-A	Cabedelo ²	SD.24-Y-D	Itapetinga ²	SF.23-X-C	Barbacena ²
SB.25-Y-C	João Pessoa ²	SD.24-Z-C	Canavieiras ²	SF.23-X-D	Juiz de Fora ²
SC.20-V-C	Abunã ²	SE.21-V—D-V	Morraria do Ínsua ¹	SF.23-Y-A	Campinas ²
SC.20-V-D	Ariquemes ²	SE.21-Y-B-II	Lagoa de Mandioré ¹	SF.23-Y-B	Guaratinguetá ²
SC.20-Y-B	Alto Jamari ²	SE.21-Y-B-III	Amolar ¹	SF.23-Y-C	São Paulo ²
SC.20-Y-D	Serra dos Uopianes ²	SE.23-V-A	Unai ²	SF.23-Y-D	Santos ²
SC.20-Z-A	Rondônia ²	SE.23-V-C	Paracatu ²	SG.22-X-A	Telêmaco Borba ²
SC.20-Z-B	Rio Branco ²	SE.23-V-D	João Pinheiro ²	SG.22-X-B	Itararé ²
SC.20-Z-C	Presidente Médici ²	SE.23-X-A	Montes Claros ²	SG.22-X-C	Ponta Grossa ²
SC.20-Z-D	Pimenta Bueno ²	SE.23-X-B	Araçuaí ²	SG.22-X-D	Curitiba ²
SC.21-Z-B	Vila Guarita ²	SE.23-X-C	Pirapora ²	SG.23-V-C	Cananéia ²
SC.22-X-D	Miracema do Norte ²	SE.23-X-D	Capelinha ²	SG.23-V-A	Iguape ²
SC.22-Z-B	Porto Nacional ²	SE.23-Y-A	Patos de Minas ²	SG.22-Z-D	Florianópolis ²
SC.22-Z-D	Gurupi ²	SE.23-Y-B	Três Marias ²	SH.21-Z-D	Bagé ²
SC.23-X-D	São Raimundo Nonato ²	SE.23-Y-C	Uberaba ²	SH.21-Z-B	São Gabriel ²
SC.23-Y-C	Natividade ²	SE.23-Y-D	Bom Despacho ²	SH.22-X-B	Criciúma ²
SC.23-Z-B	Xique-Xique ²	SE.23-Z-A	Curvelo ²	SH.22-Y-D	Pelotas ²
SC.23-Z-D	Barra ²	SE.24-V-C	Teófilo Otoni ²	SH.22-Z-C	Mostarda ²
SC.24-V-A	Paulistana ²	SE.24-Y-A	Governador Valadares ²	SI.22-V-A	Jaguarão ²
SC.24-V-B	Salgueiro ²	SE.24-Y-C	Colatina ²	SI.22-V-B	Rio Grande ²

Memória Técnica

- Mapas de serviço disponíveis para cópias heliográficas (*)
- Disquetes de computador com análises químicas, petrográficas, mineralógicas etc (*)
- Sistema de Informações em Recursos Naturais – SIR (**)
- Bases de Dados:

GEOB e GTM	– Bibliografia	SIGEO	– Projetos de Geologia, Geoquímica e Geofísica
META	– Ocorrências Minerais	SISON	– Dados de Sondagem
AFLO	– Descrição de Afloramento	DOTÉ	– Acervo Bibliográfico da CPRM
PETR	– Análises Petrográficas	PROJ	– Carteira de Projetos da CPRM

Departamento de Apoio Técnico

Sabino Orlando C. Loguécio

Divisão de Cartografia

Paulo Roberto Macedo Bastos

Divisão de Editoração Geral

Valter Alvarenga Barradas

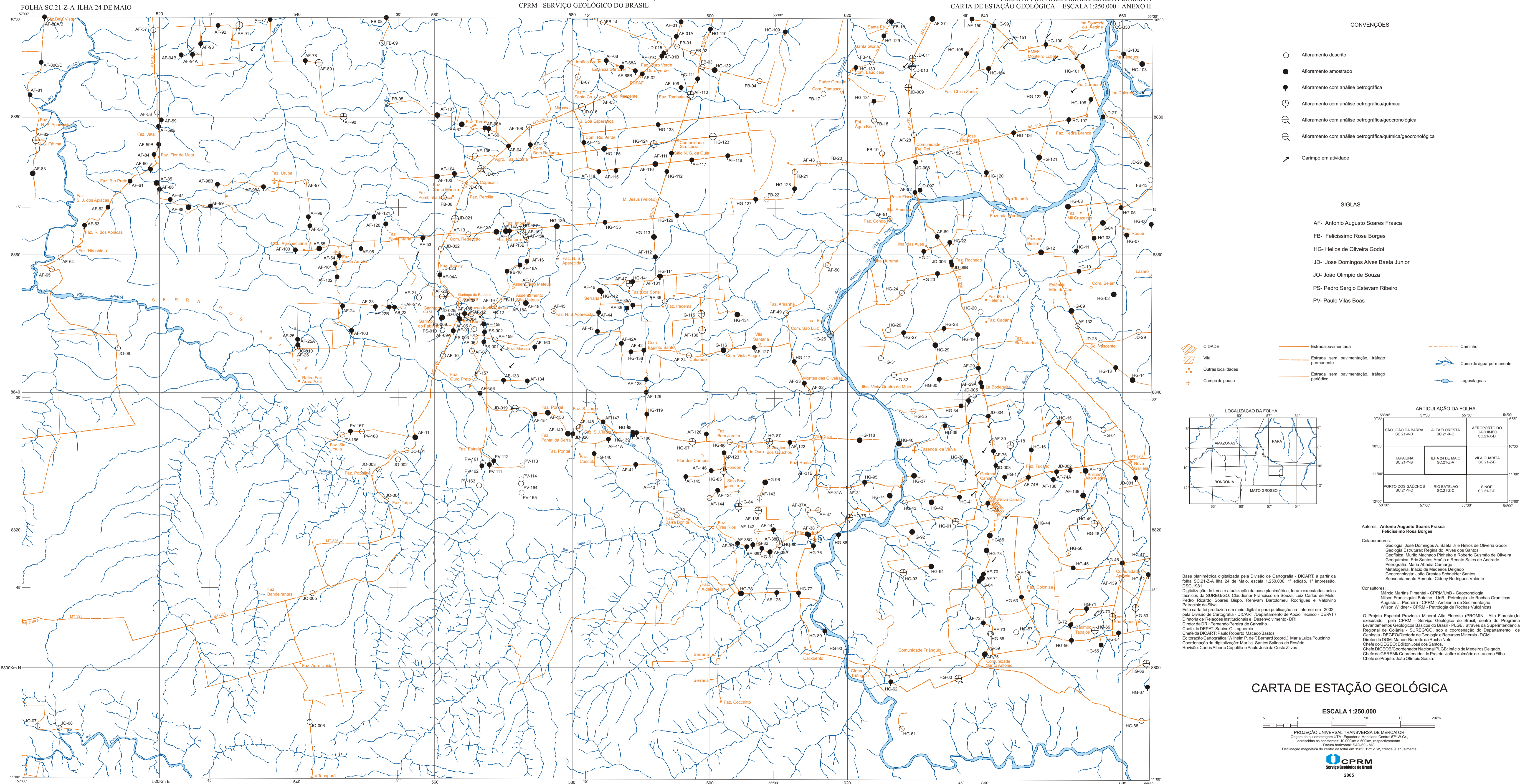
EQUIPES DE PRODUÇÃO

Cartografia Digital

Afonso Henrique S. Lobo	Leila Maria Rosa de Alcantara
Carlos Alberto da Silva Copolillo	Luiz Cláudio Ferreira
Carlos Alberto Navarro	Luiz Guilherme A. Frazão
Carlos Alberto Ramos	Marco Antonio de Souza
Ivan Soares dos Santos	Maria Luiza Poucinho
João Carlos de Souza Albuquerque	Marília Santos Salinas do Rosário
Jorge de Vasconcelos Oliveira	Paulo José da Costa Zilves
José Carlos Ferreira da Silva	Risonaldo Pereira da Silva
José Pacheco Rabelo	Wilhelm Petter de Freire Bernard

Editoração

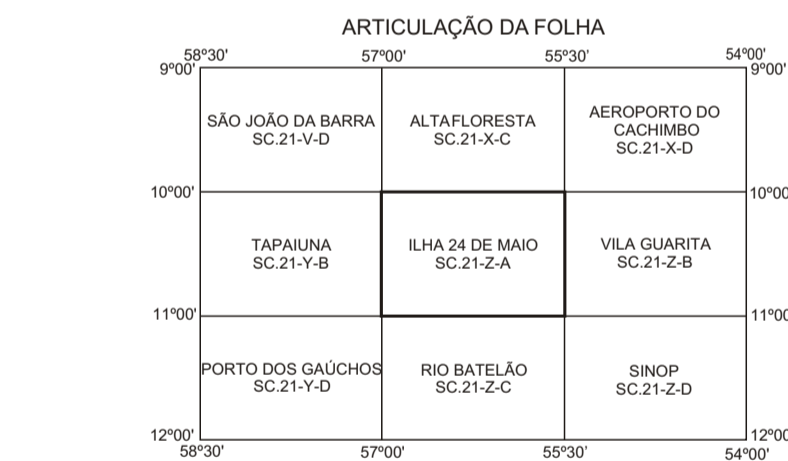
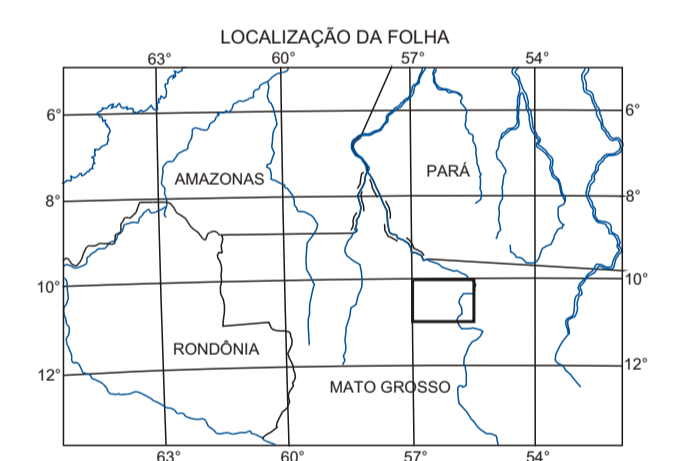
Agmar Alves Lopes	José Luiz Coelho
Andréia Amado Continentino	Laura Maria Rigoni Dias
Antonio Lagarde	Pedro da Silva
Hélio Tomassini de Oliveira Filho	Sérgio Artur Giaquino



- ### CONVENÇÕES
- Afioramento descrito
 - Afioramento amostrado
 - Afioramento com análise petrográfica
 - ⊕ Afioramento com análise petrográfica/química
 - ⊕ Afioramento com análise petrográfica/geocronológica
 - ⊕ Afioramento com análise petrográfica/química/geocronológica
 - ↗ Garimpo em atividade

- ### SIGLAS
- AF- Antonio Augusto Soares Frasca
 - FB- Felcissimo Rosa Borges
 - HG- Helios de Oliveira Godoi
 - JD- Jose Domingos Alves Baeta Junior
 - JO- João Olimpio de Souza
 - PS- Pedro Sergio Estevam Ribeiro
 - PV- Paulo Vilas Boas

- ▭ CIDADE
- ▭ Vila
- Outras localidades
- ⊕ Campo de pouso
- Estrada pavimentada
- - - Estrada sem pavimentação, tráfego permanente
- - - Estrada sem pavimentação, tráfego periódico
- Curso de água permanente
- Lagos/lagoas



Autores: Antonio Augusto Soares Frasca
Felcissimo Rosa Borges

Colaboradores:
Geologia: José Domingos A. Baeta Jr e Helios de Oliveira Godoi
Geologia Estrutural: Reginaldo Alves dos Santos
Geofísica: Murilo Machado Pinheiro e Roberto Gusmão de Oliveira
Geoquímica: Eric Santos Anjojo e Renato Sales de Andrade
Petrografia: Maria Adelaide Camargo
Metalogenia: Inácio de Medeiros Delgado
Geocronologia: João Crestes Schneider Santos
Sensoriamento Remoto: Cidney Rodrigues Valente

Consultores:
Márcio Martins Pimentel - CPRM/UnB - Geocronologia
Nelson Francisco Botelho - UnB - Petrologia de Rochas Graníticas
Augusto J. Piedraza - CPRM - Ambiente de Sedimentação
Wilson Wildner - CPRM - Petrologia de Rochas Vulcânicas

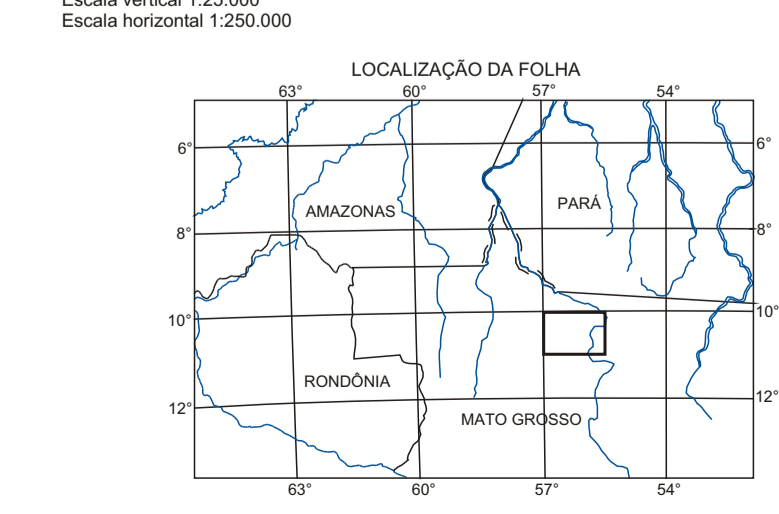
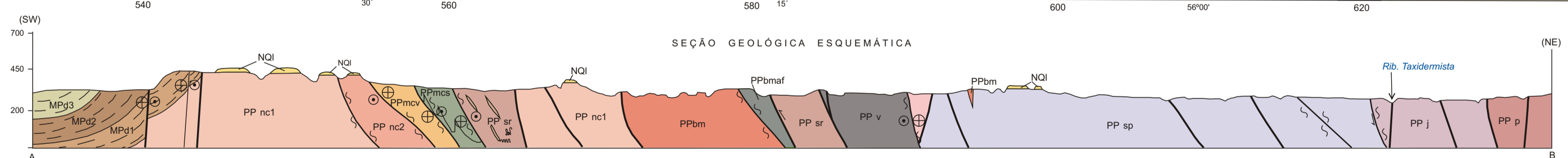
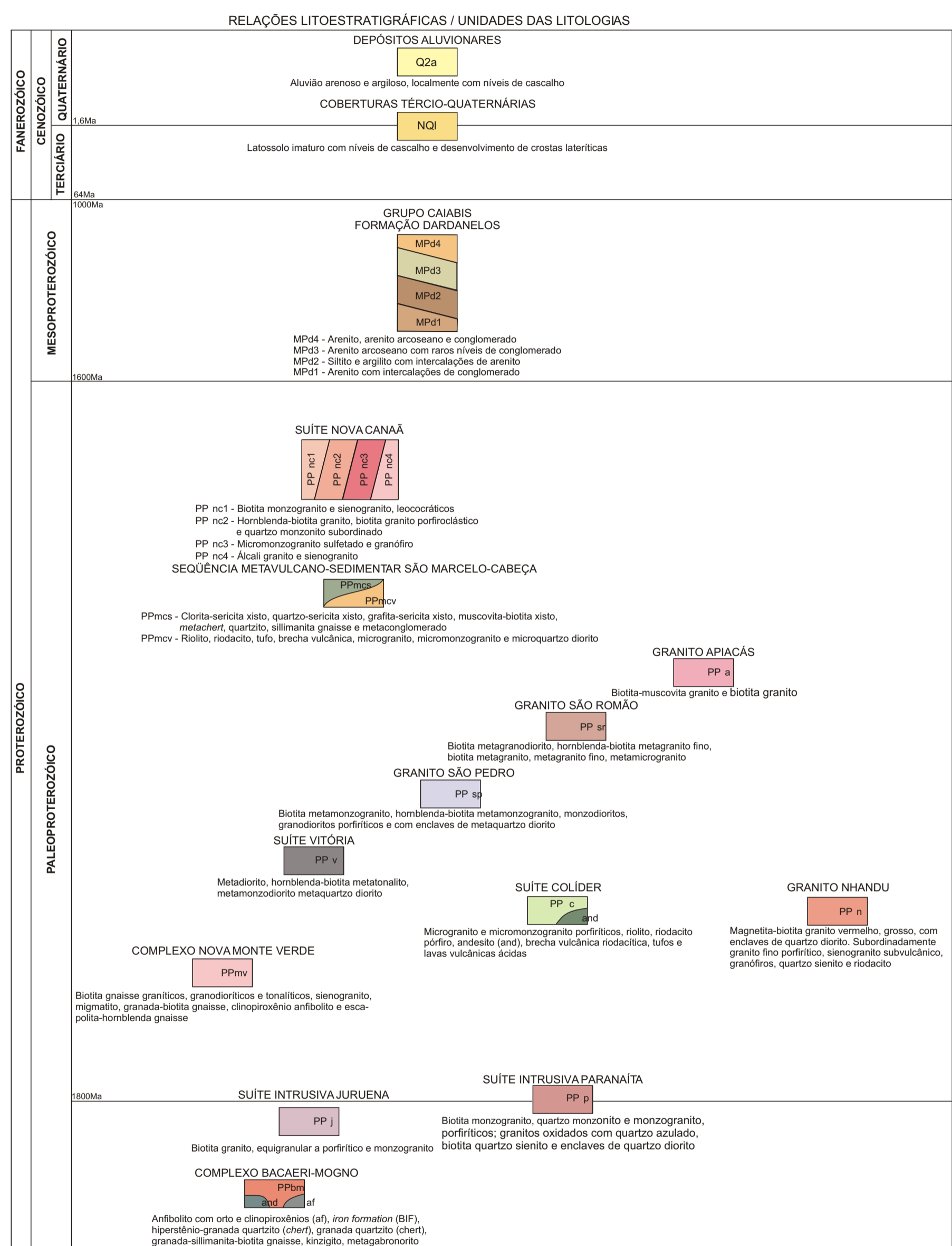
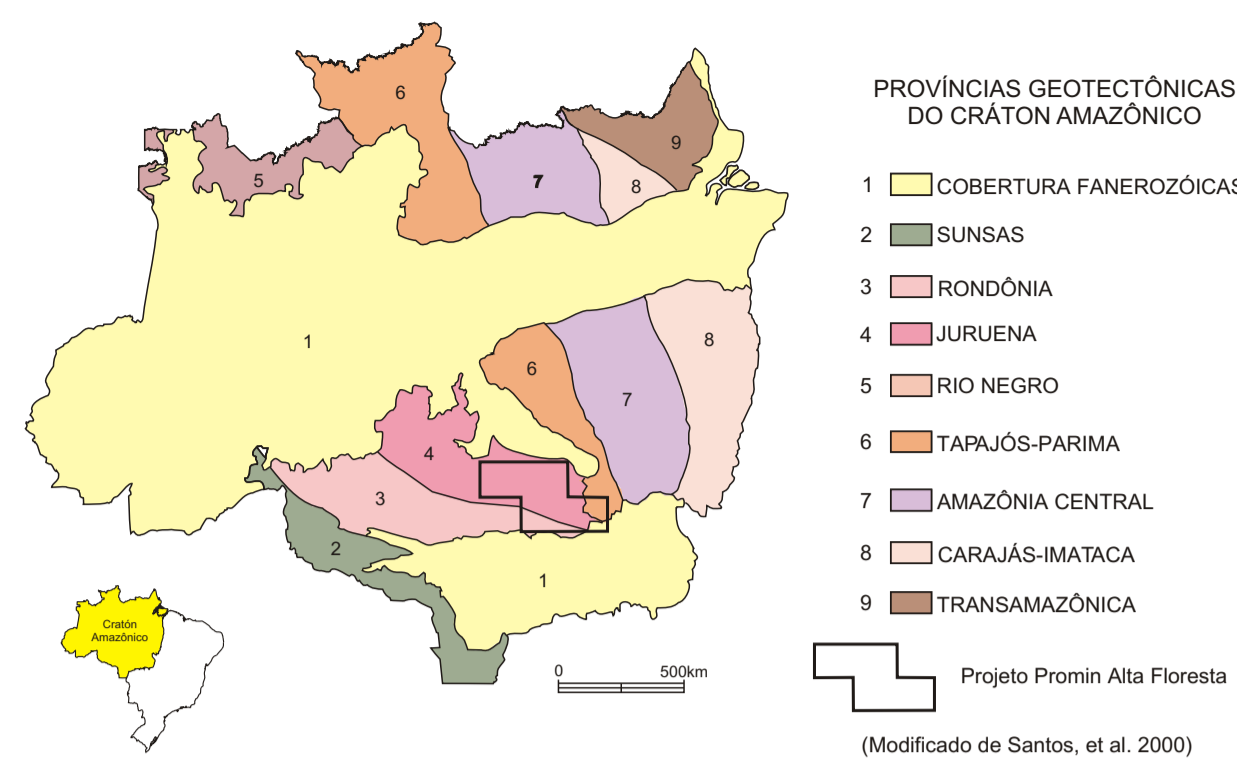
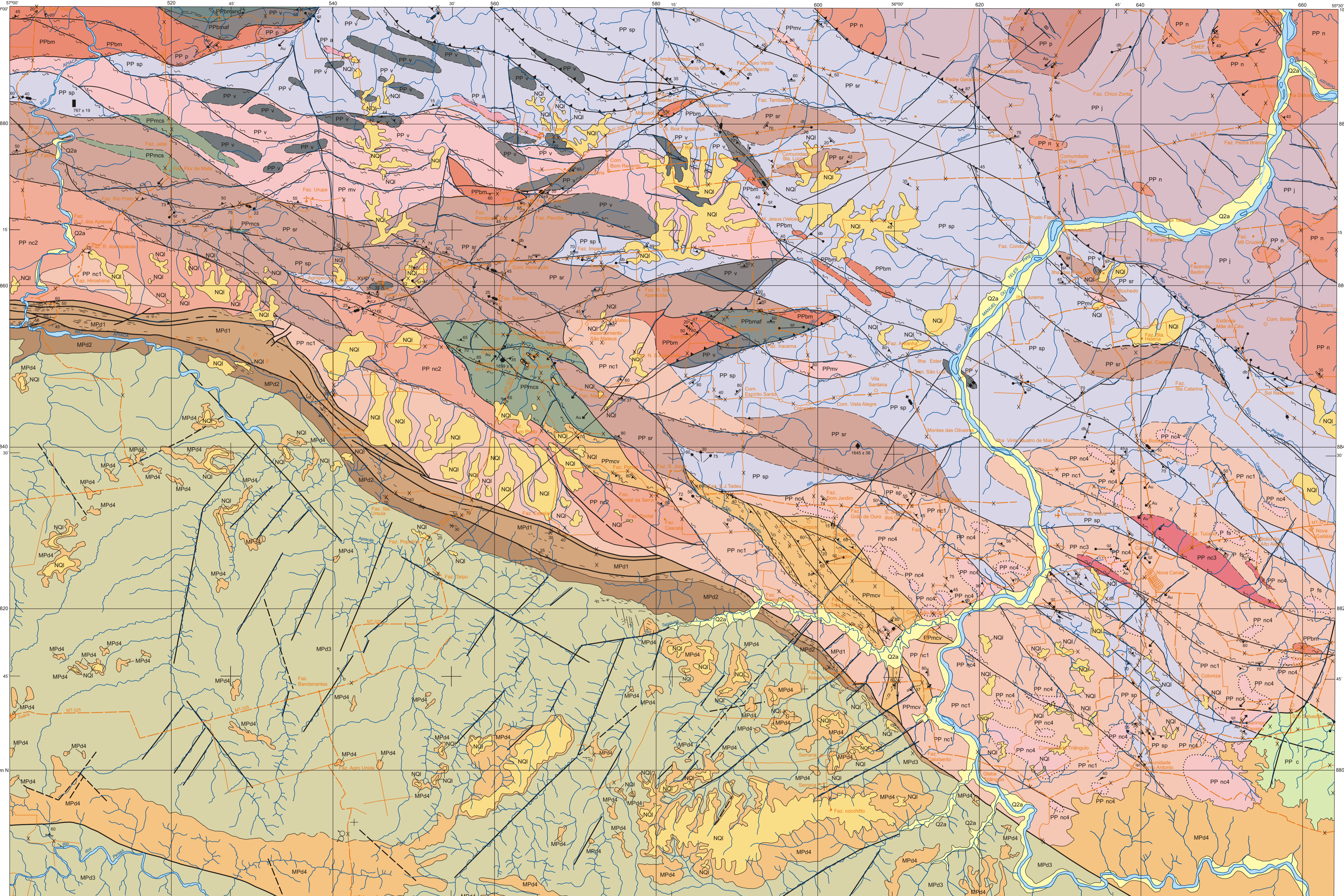
Base planimétrica digitalizada pela Divisão de Cartografia - DICART, a partir da folha SC 21-Z-A Ilha 24 de Maio, escala 1:250.000, 1ª edição, 1ª impressão, DSG 1981.
Digitalização do tema e atualização da base planimétrica, foram executadas pelos técnicos da SUREGGO: Claudioner Francisco de Souza, Luiz Carlos de Melo, Pedro Ricardo Soares Bispo, Renivan Bartolomeu Rodrigues e Valdivino Patrocínio da Silva.
Esta carta foi produzida em meio digital e para publicação na Internet em 2002, pela Divisão de Cartografia - DICART/Departamento de Apoio Técnico - DEPT / Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento - DRI.
Diretor da DRI: Fernando Pereira de Carvalho
Chefe do DEPT: Salino O. Loguercio
Chefe da DICART: Paulo Roberto Macedo Bastos
Editoração Cartográfica: Wilhelm P. de F. Bernard (coord.), Maria Luiza Poucinho
Coordenação da digitalização: Marília Santos Salinas do Rosário
Revisão: Carlos Alberto Copolillo e Paulo José da Costa Zives

CARTA DE ESTAÇÃO GEOLÓGICA

ESCALA 1:250.000

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR
Origem da quilometragem UTM: Equador e Meridiano Central 57° W Gr.,
escalas de 600m e 600m, respectivamente.
Datum horizontal: SAD-69 - MG
Declinação magnética do centro da folha em 1982: 12°12' W, cresce 9" anualmente

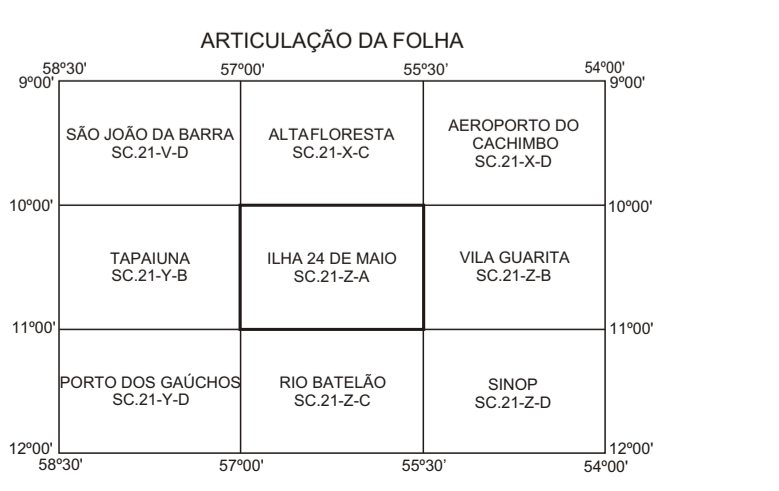
2005



CARTA GEOLÓGICA

ESCALA 1:250.000

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR
Origem da quadrícula: UTM Equador e Meridiano Central 57° W, Gr.
Coordenadas em centímetros: 10.000.000 e 500.000, respectivamente.
Datum Nacional: SAD 69 - MG.



Autores: Antonio Augusto Soares Frasca
Feliciano Rosa Borges
Colaboradores: Geologia: José Domingos A. Baêta Jr. e Helcio de Oliveira Godoi
Geologia Estrutural: Reginaldo Alves dos Santos
Geofísica: Murilo Machado Pinheiro e Roberto Gusmão de Oliveira
Geoquímica: Eric Santos Araújo e Renato Sales de Andrade
Petrografia: Maria Abadia Camargo
Metalogenia: Inácio de Medeiros Delgado
Geocronologia: João Orestes Schneider Santos
Sensoriamento Remoto: Cidney Rodrigues Valente
Consultores: Márcio Martins Pimentel - CPRM/LNB - Geocronologia
Márcio Francisco Batista - LNB - Petrografia de Rochas Graníticas
Augusto J. Pedreira - CPRM - Ambiente de Sedimentação
Wilson Wildner - CPRM - Petrologia de Rochas Vulcânicas
O Projeto Especial Província Mineral Alta Floresta (PRMIN - Alta Floresta) foi executado pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil, dentro do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB, através da Superintendência Regional de Geologia - SUREGEO, sob a coordenação do Departamento de Geologia - DEGEO/Diretoria de Geologia e Recursos Minerais - DGM.
Diretor do DGM: Manoel Barreto da Rocha Neto.
Chefe do DEGEO: Estênio José dos Santos.
Chefe do DGEOR/Coordenador Nacional PLGB: Inácio de Medeiros Delgado.
Chefe do GERE/MI/Coordenador do Projeto: Joffre Valmorio de Lacerda Filho.
Chefe do Projeto: João Olímpio Souza.

- Contato definido
- Contato aproximado
- Contato litológico
- Falha ou fratura
- Falha ou fratura aproximada
- Falha transcorrente sinistral
- Falha transcorrente dextral
- Falha contracional
- Zona de cisalhamento
- Zona de cisalhamento transcorrente dextral
- Zona de cisalhamento transcorrente sinistral
- Linhas B com cimento medido
- Linhas de estratamento com cimento medido
- Junta de cisalhamento com mergulho medido
- Junta de cisalhamento vertical
- Dique e veios: qz - quartzo; db - diabásio; qz - quartzo; mig - migmatito; g - granito; qz - quartzo; f - foliação
- Dique com mergulho medido (db - diabásio; qz - quartzo; mig - migmatito; g - granito; qz - quartzo; f - foliação)
- Foliação com mergulho indicado
- Foliação milonítica com mergulho medido
- Foliação milonítica vertical
- Afloramento descrito
- Garimpo em atividade
- Garimpo inativo
- Zona de cisalhamento transcorrente sinistral (seção geológica)
- Zona de cisalhamento transcorrente dextral (seção geológica)
- DADOS GEOCRONOLÓGICOS
- Rb/Sr - isócrona de afloramento (convencional)
- U/Pb
- Sm/Nd
- Estrada sem pavimentação, tráfego permanente
- Estrada sem pavimentação, tráfego periódico
- Curso de água permanente
- Lagos/lagoas

Base planimétrica digitalizada pela Divisão de Cartografia - DICART, a partir da folha SC.21-Z-A Ilha 24 de Maio, escala 1:250.000, 1º edição, 1º impressão, DSG, 1981.
Digitalização do tema e atualização da base planimétrica, foram executadas pelos técnicos da SUREGEO: Claudionor Francisco de Souza, Luiz Carlos de Melo, Pedro Ricardo Soares Bispo, Renivaldo Barthelemy Rodrigues e Valdivino Patrício da Silva.
Esta carta foi produzida em meio digital e para publicação na Internet em 2002 pela Divisão de Cartografia - DICART (Departamento de Apoio Técnico - DEAT / Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento - DRI).
Diretor da DRI: Fernando Pereira de Carvalho
Chefe do DEAT: Salino O. Lourenço
Chefe da DICART: Paulo Roberto Macedo Bastos
Edição Cartográfica: Wilhelm P. de F. Bernard (coord.), Maria Luiza Pouchinho Luiz Guilherme de A. Frazão e Regina de Sousa Ribeiro
Coordenação da digitalização: Marília Santos Salinas do Rosário
Revisão: Carlos Alberto Capolli e Paulo José da Costa Zaves
Revisão na DIEDIG: Antonio Lagarde